e-copy by API

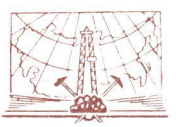
ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XIX

ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ
И АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»



https://jurassic.ru/

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

Главный редактор
академик А. В. Сидоренко

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1966

https://jurassic.ru/

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XIX

ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ И АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Редактор *Л. И. Красный*
Соредакторы *А. А. Леонтович, В. В. Онихимовский*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1966

https://jurassic.ru/

УДК 550 (571.61+571.62)

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ „ГЕОЛОГИИ СССР“

АССОВСКИЙ А. Н.
БЕЛОУСОВ В. В.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
БОГДАНОВ А. А.
БОРУКАЕВ Р. А.
БОРОВИКОВ Л. И.
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.
ГОРБУНОВ Г. И.
(зам. главного редактора)
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.
ЕСЕНОВ Ш. Е.
ЗУБАРЕВ Б. М.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.
КОСОВ Б. М.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
МАГАКЬЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)
МАЛЫШЕВ И. И.
МАРКОВСКИЙ А. П.
МАШРЫКОВ К. К.
МИРЛИН Г. А.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
МЕННЕР В. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)
ПОПОВ В. С.
РОЖКОВ И. С.
РОГОВСКАЯ Н. В.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СЕМЕНОВИЧ В. В.
СИДОРЕНКО А. В.
(главный редактор)
СМИРНОВ В. И.
ТРОФИМУК А. А.
ШАТАЛОВ Е. Т.
ЩЕГЛОВ А. Д.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XIX ТОМА

А. Ф. БАРАНОВ
Е. Б. БЕЛЬТЕНЕВ
В. Н. ВЕРЕЩАГИН
Е. К. ДАЦКО
М. Г. ЗОЛОТОВ
М. И. ИЦИКСОН
Л. И. КРАСНЫЙ
Л. Б. КРИВИЦКИЙ
А. А. ЛЕОНТОВИЧ
С. А. МУЗЫЛЕВ
В. В. ОНИХИМОВСКИЙ
В. А. ЯРМОЛЮК

2—9—1
550—66

https://jurassic.ru/

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

https://jurassic.ru/

https://jurassic.ru/

ПРЕДИСЛОВИЕ

В томе XIX «Геологии СССР» приводится описание геологического строения территории Хабаровского края и Амурской области — части Советского Дальнего Востока, представляющей собой весьма разнообразный в геолого-структурном отношении регион. В состав его входят древнейшие выступы архея Алданского щита, раннепротерозойские сооружения Становика—Джугджура и палеозойско-мезозойские и мезозойские складчатые области Приамурья и Сихотэ-Алиня. В истории развития региона большое значение имели процессы мезозойской и кайнозойской активизации.

Обширная территория, занимаемая Амурской областью и Хабаровским краем, неравномерно и все еще недостаточно изучена. Быстрое обновление геологического материала, особенно в последние годы, заставляет признать, что представления о строении и геологической истории этой части Дальнего Востока нельзя считать бесспорными. Во всех необходимых случаях отражены существующие различные мнения.

В томе впервые дано систематическое описание геологии Амурской области и Хабаровского края. Это описание несомненно будет способствовать познанию минерально-сырьевых ресурсов обширного и важного в горно-промышленном отношении района Востока СССР. Многие структурные элементы описываемой территории прослеживаются и в сопредельных районах. Поэтому в томе произведена увязка с геологическим строением Читинской и Магаданской областей, Якутской АССР и Приморского края.

Работа по тому, посвященному геологическому строению Дальнего Востока, была начата еще в 1945 г. А. Н. Криштофовичем и С. А. Музылевым. В составлении XIX тома принимал участие большой авторский коллектив Дальневосточного геологического управления (ДВГУ), Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ), Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ) и некоторых других организаций.

Отдельные разделы редактировались А. А. Леонтовичем (история геологического изучения, основные черты геологического строения и история геологического развития), А. А. Степановым (физико-географический очерк), В. В. Онихимовским (тектоника), В. Н. Мошкиным (ранний докембрий), В. А. Ярмолюком (поздний докембрий и кембрий), Л. В. Сибиряковой и К. М. Худолеем (юрская система), В. Н. Верещагиным (меловая система) и М. И. Иициксоном (магматизм). Большую работу по сбору материалов к тому провел А. Ф. Баранов. В подготовке рукописи участвовали А. А. Когут, Е. В. Знаменовская и Л. Н. Григорьева.

https://jurassic.ru/

http://jurassic.ru/

Глава I

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

В истории геологического изучения территории Хабаровского края и Амурской области (Приамурья) можно выделить три основных периода, различающихся по характеру и направлению проводившихся здесь геологических исследований.

В первый период (1844—1919 гг.) на Дальнем Востоке все геологические исследования, носившие экспедиционный характер, проводились Горным Департаментом, Географическим и Минералогическим обществами, Академией наук, Геологическим комитетом и некоторыми другими центральными ведомствами и научными учреждениями.

Второй период (1923—1931 гг.) отмечен деятельностью Дальневосточного отделения Геологического комитета (Дальгеолкома).

В третий период, с 1932 г., происходит планомерное геологическое изучение рассматриваемой территории Дальневосточным геологическим управлением. Кроме того, геологические работы здесь проводились также различными отраслевыми и научно-исследовательскими организациями. Первые сведения о геологическом строении этой территории получены А. Ф. Миддендорфом (1844—1845), проводившим маршрутные исследования на севере и востоке Сибири. В 1850—1851 гг. маршруты в бассейне р. Зеи, в низовьях р. Амура, по Охотскому побережью, а также пересечение хр. Джугджур (от пос. Аян в бассейне р. Маи) провела экспедиция Н. Г. Меглицкого, которой были собраны некоторые данные по геологии этих районов и впервые была отмечена золотоносность в системе р. Зеи. В 1854—1865 гг. в бассейнах рек Зеи, Селемджи и Уяна, а также в районах Малого Хингана и Северного Сихотэ-Алиня работала экспедиция Н. П. Аносова, И. С. Пермикина и Н. Свербеева, которая открыла железные руды и россыпное золото на Малом Хингане, а также установила обширные золотоносные площади в среднем течении р. Зеи.

В 1855 г. Р. К. Маак совершил путешествие по Амуру, описав прибрежные обнажения горных пород. При устье р. Яза-Бира им были найдены пелециподы. В 1859—1862 гг. Ф. Б. Шмидт в бассейне р. Буреи обнаружил каменный уголь, а на берегу Амура при устье р. Горин собрал юрскую фауну. В 1870 г. Н. С. Боголюбский проводил маршрутные исследования в нижнем течении р. Зеи и в районе Малого Хингана. В 1872 г. В. Н. Набоков открыл богатые золотоносные россыпи в бассейне р. Ниман, что положило начало дальнейшим исследованиям Верхне-Буреинского района.

Развитие на Дальнем Востоке золотой промышленности обусловило заметное оживление здесь геологических работ, впоследствии еще более усилившихся в связи со строительством Сибирской железной дороги. Начиная с 1877 до 1917 г. в золотоносных районах бассейнов рек Зеи, Селемджи, Буреи и Амгуни, а также вдоль трассы строившейся железнодорожной магистрали геологические исследования в разное время проводили Э. Э. Анерт, Л. Б. Бацевич, В. Н. Зверев, М. М. Иванов, Д. В. Иванов, П. А. Казанский, С. В. Константов, Я. А. Макеров, С. Ф. Малявкин, П. И. Полевой, В. П. Ренгартен,

https://jurassic.ru/

Б. П. Риппас, А. И. Хлапонин, П. К. Яворовский. Исследования эти носили преимущественно маршрутный характер и лишь частично сопровождались составлением геологических карт отдельных площадей (в масштабе 10 верст в дюйме). Опубликованные (в основном в издании «Геологические исследования в золотоносных областях Сибири; Амурско-Приморский золотоносный район») материалы этих работ дают лишь приближенное представление о геологическом строении изучавшихся в тот период районов. Почти полное отсутствие находок ископаемой фауны обусловило крайнюю схематичность стратиграфических представлений того времени. Все кристаллические сланцы и гнейсы рассматривались как архейские, слабо метаморфизованные осадочные образования относились к палеозою, а терригенные осадки считались, как правило, юрскими. Вместе с тем указанные работы, помимо расширения перспектив известных к тому времени золотоносных райнов, привели к открытию месторождений многих полезных ископаемых.

Результаты исследований дореволюционного периода были обобщены Э. Э. Анертом, составившим опубликованную в 1914 г. геологическую карту Приамурья в масштабе 1 : 1 680 000 (40 верст в дюйме). Геологические данные были нанесены лишь для отдельных небольших участков, а также узкими полосками по редким маршрутам.

С 1923 до начала 1931 г. геологические работы на территории Дальнего Востока велись в основном Дальневосточным отделением Геологического комитета (г. Владивосток). На территории современного Хабаровского края и Амурской области геологические исследования проводились в небольшом объеме (Я. А. Макеров, И. А. Преображенский, А. В. Арсентьев, Г. И. Стальнов, В. В. Купер-Конин, Н. П. Павлов, Г. М. Васильченко, Н. А. Хрущов, А. Н. Криштофович и другие).

В 1926—1930 гг. А. И. Хлапонин, А. А. Леонтович и В. Д. Принада проводили геологическое картирование в различных районах Приамурья. Д. С. Коржинский установил основные черты магматизма для области Станового хребта. С. А. Призант в бассейнах Гонам и Гыным, а Д. В. Вознесенский — по р. Сутам производили геологические исследования с целью выяснения перспектив их золотоносности. А. К. Матвеев и Т. Н. Пономарев в течение ряда лет занимались оценкой перспектив угленосности мезозойских отложений.

Из сводных работ этого периода следует отметить справочные издания: Э. Э. Анерт «Богатства недр Дальнего Востока» и П. И. Полевой и Г. И. Стальнов «Полезные ископаемые Дальнего Востока».

С 1931 г., после децентрализации государственной геологической службы Советского Союза и создания на Дальнем Востоке территориального геологического управления начался период, характеризующийся более интенсивным и планомерным изучением геологии Приамурья. В эти годы маршрутные исследования и мелкомасштабные геологические съемки проводились в северной части Сихотэ-Алиня (Г. П. Воларович, В. А. Булатов, Г. Д. Адлер), в бассейнах нижнего течения Амура и Амгуни (Е. В. Павловский и И. А. Ефремов, экспедиция СОПС) АН СССР в составе И. Г. Козлова, В. Н. Даниловича, В. А. Мелиоранского, С. Л. Кушева и др.), в бассейне Уды (В. И. Серпухов, П. С. Бернштейн), на хр. Джугджур и в бассейне Маи (А. А. Леонтович), в бассейнах Учур и Чульбю (экспедиция треста Якутзолото, Л. И. Иванов, И. А. Столяр и др.), в бассейне среднего течения Зеи (Ф. А. Макаренко, геохимическая экспедиция АН СССР под руководством Г. В. Холмова).

В начале 30-х годов на Дальнем Востоке начали производиться среднемасштабные геологические съемки в Сихотэ-Алине, Нижнем

https://jurassic.ru/

Приамурье, Малом Хингане. Верхне-Буреинском районе, среднем и верхнем течении р. Селемджи, в бассейне верхнего течения Амура. Картирование проводили Н. П. Батурин, П. С. Бернштейн, Н. Е. Гухман, А. А. Кириллов, А. З. Лазарев, В. П. Михнович, П. В. Некрасов, В. В. Онихимовский, А. А. Питаде, Е. И. Рембашевский, Н. П. Саврасов, В. З. Скороход, З. В. Сидоренко, Б. М. Штемпель. Изучением геологии Малого Хингана в 1932—1933 гг. занималась экспедиция в составе В. Н. Даниловича, В. Н. Доминиковского, И. В. Моисеева, А. И. Савченко, С. И. Шкорбатова и др. под руководством З. А. Абдулаева и С. А. Музылева.

Параллельно с увеличением региональных геологосъемочных работ были усилены специализированные поисковые и поисково-разведочные исследования на различные виды полезных ископаемых. В первой половине 30-х годов их проводили Г. П. Сафронов, Л. А. Изергин, В. И. Красников, А. С. Пуртов, Б. Ф. Витгефт, С. М. Ткалич, А. Н. Никифоров, Г. К. Цивилев, В. А. Ярмолюк, Н. В. Бессонов, М. И. Фалилеев, М. Г. Магазов, З. А. Конюхов, М. А. Павлов и др. В. З. Скороход и Б. М. Штемпель установили, что давно известные выходы угля по р. Бурее образуют Буреинский каменноугольный бассейн. В 1932 г. В. А. Перваго открыл Кимканское железорудное месторождение на Малом Хингане. В результате работ А. Г. Зубарева, З. А. Конюхова, И. А. Монина и др. бассейн верхнего течения Буреи определился как район проявления редкометального оруденения.

К 1936 г. геологическая изученность Приамурья значительно повысилась и в общих чертах выявилась ее сложная геологическая структура. На примере Малого Хингана была разработана стратиграфия условно протерозойской, так называемой «хинганской толщи». В составе толщи Г. П. Воларовичем была выделена союзненская, а С. А. Музылевым — игинчинская, мурандавская, рудоносная и лондоковская свиты. Подробные стратиграфические схемы были предложены В. З. Скороходом для юрско-меловых отложений Верхне-Буреинского бассейна и Верхнего Приамурья.

Среди сводных работ, изданных в 30-х годах, заслуживают внимания труды А. Н. Криштофовича, М. М. Тетяева, Г. П. Воларовича и В. З. Скорохода.

В 1936—1937 гг. начался новый этап комплексных геологических исследований. Они выполнялись А. Ф. Атаманчуком, Н. П. Саврасовым, Л. И. Красным, А. А. Кирилловым, С. Ф. Допиро, А. З. Лазаревым, В. А. Ярмолюком, Л. Б. Кривицким, Е. К. Дацко, Н. А. Раковым, Ю. Ф. Чемековым, К. В. Антоновым, Н. К. Трифоновым и В. А. Кузнецовым, Ю. К. Дзевановским, Андр. К. Матвеевым, С. А. Музылевым, М. Н. Петрусевичем, а также Г. М. Власовым, М. Г. Золотовым, М. И. Ициксоном, В. А. Кузьмичевым, Е. Е. Фроловой, Д. Е. Савателевым, В. К. Елисеевой, Петром А. Сушковым, А. П. Глушковым и др. Особый интерес привлекли считавшиеся кембрийскими и более древними терригенно-карбонатные толщи бассейна среднего течения Маи, изучавшиеся в течение нескольких лет В. З. Скороходом, Н. П. Туаевым, Г. Г. Григорьевым, В. А. Ярмолюком, Андр. К. Матвеевым, С. Ф. Допиро, И. Г. Козловым, Н. К. Трифоновым и др.

Впервые было проведено крупномасштабное картирование интересных в практическом отношении площадей. В 1938 г. П. Д. Шкляевым в бассейне р. Маи была закартирована так называемая лахандинская структура; в 1941 г. А. Ф. Баранов провел съемку в окрестностях Солокачинского сурьмяного месторождения, а в 1942—1943 гг. С. Я. Николаев — в районе железо-марганцевых месторождений южной части Малого Хингана.

https://jurassic.ru/

Одновременно с увеличением региональных геологосъемочных работ широко развернулись отраслевые поисковые и разведочные исследования, нередко сопровождавшиеся составлением схематических геологических карт. Изучением золотоносности занимались Павел А. Сушков, В. В. Фролов, М. М. Михайлов, М. Т. Чудинов, Ю. О. Фефелов, Ю. К. Дзевановский, Ю. А. Одинец, В. А. Федорцев и др.

Широкие поисково-разведочные работы на цветные и редкие металлы в Верхне-Буреинском районе, на хр. Эзоп, в Нижнем Приамурье, в бассейнах Селемджи и верхнего течения Амура на Малом Хингане проводили М. Н. Ивантишин, М. П. Материков, Г. А. Петрова, Д. И. Ивлиев, Г. М. Константинов, С. Н. Петровский, М. Ю. Жилин, А. В. Кочубей, А. И. Клюшанов, Ю. И. Марцун, Л. П. Харчук, В. В. Онихимовский и М. Н. Доброхотов.

На уголь поисковые и разведочные работы проводились И. Я. Сотниковым и М. А. Саканцевым. В небольшом объеме велись и специальные нефтепоисковые работы (Архаринский район — П. И. Еремеев и В. З. Шейн; Аяно-Майский район — Н. П. Туаев и Г. Г. Григорьев). Поисково-разведочные работы на другие полезные ископаемые проводились В. Н. Твердомедом, М. А. Гуськовым, В. А. Перваго, Е. Э. Разумовской и др.

В результате работ 40-х годов была разработана стратиграфическая схема для верхнемеловых и третичных отложений Амуро-Зейского прогиба (С. А. Музылев, Ю. Ф. Чемеков). В Нижнем Приамурье работами Н. П. Саврасова и Л. И. Красного были намечены основные черты стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений. В. А. Ярмолюком была доказана принадлежность нижней части разреза терригенно-карбонатных отложений в бассейне р. Маи к верхнему протерозою (синию) и составлена сводная стратиграфическая схема синия и кембрия для этого района. На Шантарских островах Л. И. Красным установлены девонские отложения. А. А. Леонтович и Н. А. Раков в центральной части хр. Джугджур выявили крупную габбро-анортозитовую интрузию и установили ее никеленосность. В. В. Онихимовский для Верхне-Буреинского района предложил схему расчленения палеозойских гранитоидов.

Накопившийся к 1943 г. фактический материал дал возможность группе геологов ДВГУ впервые составить сводную геологическую карту южной части Дальнего Востока, изданную в 1945 г. под редакцией А. А. Леонтовича. К концу 40-х годов итоги геологических исследований были подведены коллективом геологов ДВГУ (М. Г. Золотов, Е. Е. Фролова, Е. К. Дацко, Е. Г. Седельникова и О. Ф. Шишканова) во главе с В. В. Онихимовским.

К 1956 г. были в основном окончены работы по геологической съемке мелких масштабов. На большей части территории среднемасштабное геологическое картирование проводилось Дальневосточным геологическим управлением и в Северном Сихотэ-Алине экспедициями ВСЕГЕИ (Е. Б. Бельтенев, С. М. Брагинский, А. А. Головнева, С. С. Дарбинян, П. П. Емельянов, В. Ф. Зубков, И. Я. Зытнер, С. А. Иванов, К. П. Караванов, Ю. М. Логинов, С. П. Нестеренко, В. М. Никольский, Н. Г. Осипов, Н. К. Осипова, Ю. П. Рассказов, А. И. Савченко, Л. М. Саяпина, В. Ф. Сигов, Г. И. Степанов, В. И. Сухов, М. В. Сухин, В. Г. Трачук, М. Т. Турбин, Р. М. Тоноян, В. С. Федоровский, А. И. Фрейдин, Э. П. Хохлов, В. В. Шиханов, Э. Л. Школьник, Л. В. Эйриш и многие др.). В северных районах Хабаровского края и Амурской области — в бассейнах рек Нюкжи, Олекмы, Гонама, Учура, Алдана, Маи и на хр. Джугджур геологические съемки выполнялись экспедициями ВАГТа (Ш. Л. Абрамович, В. Р. Алексеев,

https://jurassic.ru/

Г. Н. Баженова, Г. Б. Гиммельфарб, В. И. Гольденберг, Ю. Б. Казьмин, С. М. Калимулин, А. Г. Кац, В. А. Кудрявцев, А. Г. Лосев, А. А. Максимов, А. Н. Мильто, В. М. Моралев, С. В. Нужнов, А. Л. Ставцев, М. А. Тархова, И. М. Фердман, Н. С. Шпак и др.). Геологосъемочные работы проводились также Четвертым геологическим управлением (В. В. Бобылев, Ю. М. Вдовин, Г. С. Ведерников, С. И. Горохов, Е. Н. Григорьев, Е. Т. Михалина, С. А. Салун, Я. И. Файн, И. А. Холопешин и др.).

Начиная с 1960 г., крупномасштабную съемку ведут А. Ф. Баранов, Н. Ф. Смирнов, С. Ф. Усенко, В. Р. Анисимов, А. Я. Беспалов, Г. В. Беляева, И. К. Билан, А. В. Демин, В. А. Евтушенко, Н. Е. Завадская, Н. Г. Осипов, В. Г. Сенкевич, Н. Ф. Смирнов, В. А. Фальковский, С. Л. Штейнберг, П. А. Эпов, А. Н. Кошман, В. А. Махинин, М. В. Чеботарев и др.

Значительно пополнили материалы по геологии Хабаровского края и Амурской области детальные поисково-разведочные работы. К ним относятся работы по железу (В. А. Перваго, Н. В. Медведев, И. Н. Медведева, М. Д. Бурмыкина, А. А. Маракушев, А. Х. Калиниченко, А. П. Кисец, Е. А. Козловский, Ю. А. Мамонтов, Э. Л. Школьник и др.), марганцу (М. А. Гусков, М. В. Чеботарев и др.), редким и цветным металлам (А. Ф. Баранов, В. Н. Болдовский, М. Ю. Жилин, Э. П. Изох, А. В. Кочубей, Н. К. Крутов, В. А. Кузьмичев, В. В. Онихимовский, Н. И. Поздняков, В. Р. Поликанов, В. Е. Проскурников, Пав. А. Сушков, С. Ф. Усенко, Е. Я. Шапошников, О. Ф. Шишканова, Л. Г. Шпилькер, И. С. Щербинин, П. А. Эпов, О. Н. Кабаков, Е. А. Козловский, Ю. И. Бакулин, А. Я. Беспалов, П. Н. Селезнев, П. А. Рабчевский, А. Ф. Американцев, В. Ф. Зубков, З. Л. Кохановская, С. Я. Николаев, В. А. Махинин, Е. В. Минеев, Р. Д. Печинский, К. Ф. Прудников, Г. Е. Усанов, Р. П. Феклович и др.), золоту (А. А. Бельский, С. Г. Ваулин, А. А. Ждан, Г. Г. Ключанский, М. И. Козлов, Ф. В. Кротов, Н. Ф. Левыкин, В. Г. Моисеенко, В. Н. Мусин, М. М. Попов, Г. Ф. Розенфельд, Л. П. Спицин, Пав. А. Сушков, Ю. О. Фефелов, М. Т. Чудинов, И. А. Шувальский и др.), углю (С. П. Воскресенский, В. М. Довгалев, М. Е. Петренко и др.), нефти (В. Г. Варнавский, В. Б. Оленин и др.).

В последние годы усилились тематические исследования в области стратиграфии и общей геологии (В. В. Бобылев, Н. А. Богданов, Е. П. Брудницкая, Е. В. Быковская, В. Н. Верещагин, Ю. К. Дзевановский, В. К. Елисеева, А. И. Жамойда, М. Г. Золотов, А. А. Капица, Д. А. Кириков, Л. И. Красный, М. М. Кошман, Е. А. Модзалевская, В. М. Моралев, М. С. Нагибина, З. П. Потапова, Г. Т. Пчелинцева, А. И. Савченко, М. А. Седова, К. М. Худолой, В. А. Ярмолюк и др.), петрографии и петрологии (П. Е. Бевзенко, Э. П. Изох, Б. И. Лови, В. Н. Мошкин, В. Н. Мусин, М. Г. Руб, В. В. Русс, Н. П. Саврасов, Г. Т. Татаринов, М. А. Фаворская и др.), тектоники (Н. А. Беляевский, Л. И. Красный, П. Н. Кропоткин, С. А. Музылев, М. С. Нагибина, В. В. Онихимовский, С. А. Салун и др.), металлогении и рудным месторождениям (Э. П. Изох, М. И.Ициксон, Г. В. Циксон, П. Н. Кошман, И. В. Кунаев, В. В. Онихимовский, В. А. Рудник, В. М. Терентьев, А. Г. Шендерова, А. А. Якжин, М. В. Чеботарев, А. Ф. Баранов, В. А. Кузьмичев, И. А. Плотников, С. Ф. Усенко и др.).

В 1956 г. в г. Хабаровске Межведомственное стратиграфическое совещание подвело итоги работ по стратиграфии отложений на территории Хабаровского и Приморского краев и Амурской области и разработало рабочие, корреляционные и унифицированные схемы стратиграфии для каждой системы. Это совещание явилось своего рода пово-

https://jurassic.ru/

ротным пунктом в ходе регионального геологического картирования на Дальнем Востоке. Вопреки существовавшему долгое время мнению об отсутствии в большинстве осадочных толщ Дальнего Востока органических остатков, наблюдения при геологическом картировании и специальные биостратиграфические исследования доказали, что осадочные образования здесь почти всех возрастов в той или иной степени охарактеризованы фауной, флорой или спорово-пыльцевыми комплексами. Стратиграфо-палеонтологические работы проводились большой группой специалистов ВСЕГЕИ, ДВГУ и различных институтов АН СССР (по кембрию — А. Г. Вологдин и И. Т. Журавлева, по силуру и девону — Е. А. Модзалевская и Г. Р. Шишкина, по карбону и перми — М. И. Соснина и А. И. Никольская, по триасу — Л. Д. Кипарисова, по юре — Г. Я. Крымгольц, Е. П. Брудницкая и К. М. Худолей, по мелу — В. Н. Верещагин, А. А. Капица, М. И. Кошман, по палеогену и неогену — А. И. Мячина, М. И. Седова, Г. И. Байковская и др.).

В разработке отдельных металлогенических проблем принимают участие многочисленные последователи С. С. Смирнова: Г. М. Власов, М. И. Иициксон, Л. И. Красный, П. Н. Кропоткин, С. А. Музылев, М. П. Материков, М. С. Нагибина, В. В. Онихимовский, Е. А. Радкевич, М. Г. Руб, М. А. Фаворская и др., которыми выделены минерагенические области, зоны, пояса и рудные районы, характеризующиеся определенной зависимостью минералогической специализации от тектоно-магматических факторов.

Правильному пониманию строения территории очень помогли геологические карты, составленные в последние годы Л. М. Саяпиной, Е. Г. Седельниковой, А. Г. Яновой и др. (редактор М. Г. Золотов), А. И. Савченко, Е. Б. Бельтеневым и С. А. Салуном.

https://jurassic.ru/

Глава II

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

РЕЛЬЕФ

На территории Хабаровского края и Амурской области преобладает горный рельеф. На долю равнин приходится всего лишь около 25—30% (рис. 1). На севере района располагается Алданское нагорье, окаймляющееся с юга горной системой хребтов Станового и Джугджур. Южнее в субширотном направлении протягиваются Верхне-Зейская (на западе) и Удская (на востоке) равнины. Они в свою очередь ограничены горной системой хребтов Тукурингра и Джагды. Южные склоны этих хребтов спускаются к обширной Амуро-Зейской равнине, которая на северо-западе ограничена хребтами северо-восточного Забайкалья, а на востоке хр. Турана субмеридионального простирания. Восточнее хр. Турана располагается обширная горная страна с преобладанием горных систем и хребтов субмеридионального и северо-восточного простирания. Наиболее крупной среди них является горная система хребтов Малого Хингана — Буреинского — Дуссе-Алиня — Ям-Алиня, смыкающаяся на севере с горной системой хребтов Тукурингра — Джагды. Равнины Нижнего Амура (Средне-Амурская, Удыль-Кизинская, Амуро-Амгунская) отделяют горы левобережья Амура от горной системы Сихотэ-Алиня.

Юго-восточная часть Алданского нагорья отличается широким распространением поверхностей денудационного выравнивания с абс. выс. 900—1000 *м*. Долины рек врезаны на глубину до 500—600 *м*. Местами над поверхностями выравнивания поднимаются до 1800—2100 *м* абс. выс. отдельные хребты северо-восточного или широтного простирания (Сутамо-Гонамский, Кет-Кап, Ыт-Оттук, Топтоканский, Луркан и др.).

Горная система хребтов Станового и Джугджур образует слабо выгнутую на юг дугу. Становой хребет состоит из нескольких параллельных друг другу массивных гольцовых гряд с абс. выс. более 1500 *м* (макс. высота 2312 *м*). Относительные превышения колеблются от нескольких сотен до 1000—1200 *м*. Хребет Джугджур отличается массивными плосковыпуклыми вершинами, редко превышающими 2000 *м* при средних абсолютных высотах до 1500 *м* и относительных до 800—1000 *м*. Южными отрогами этого хребта являются хребты Джугдыр и Майский (до 2000 *м* абс. выс.) с гольцовым рельефом. Вдоль побережья Охотского моря, параллельно хр. Джугджур протягивается хр. Прибрежный, отделенный от первого системой продольных долин рек Айкангры, Немуя, Лантаря, Алдомы и Ульи. Абсолютные высоты Прибрежного хребта достигают 1500 *м*, а относительные до 1000 *м*. Гольцовые возвышенности (рис. 2) разделены долинами рек, впадающих в Охотское море. Хребты Становой и Джугджур представляют часть водораздела бассейнов Северного Ледовитого океана и Охотского моря. С северного и северо-западного их склонов берут начало Алдан и его притоки Тимптон, Гонам, Учур, Маймакан, Мая и др., с южного и юго-восточного — Зея, Мая-Половинная, Джана, Киран, Лантарь и др.

https://jurassic.ru/

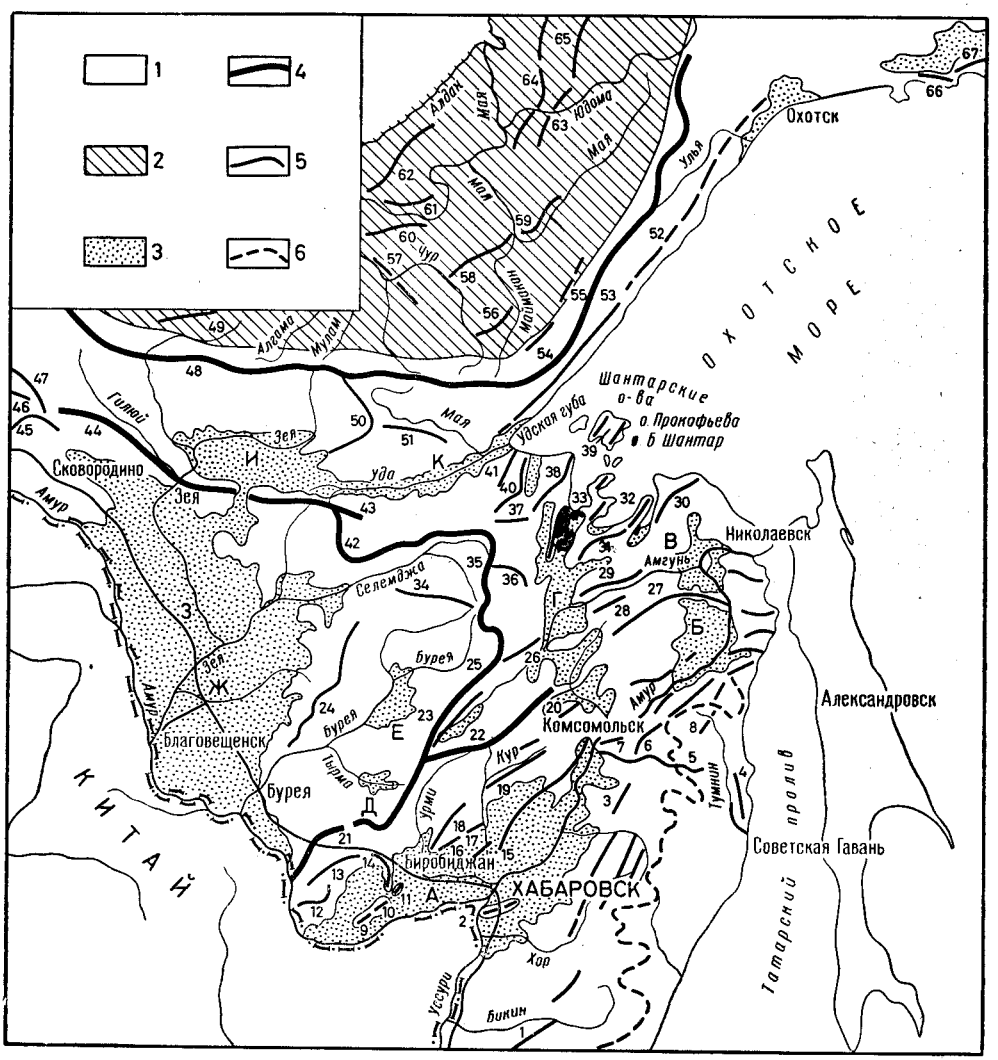


Рис. 1. Орографическая схема. Составил Ю. Ф. Чемеков

1 — горные районы и предгорья; *2* — нагорья, *3* — равнины и плато, *4* — водораздельные линии главных хребтов; *5* — водораздельные линии прочих хребтов; *6* — водораздельная линия горной системы Сихотэ-Алиня

Хребты: 1 — Боголадза, 2 — Хехцир, 3 — Ходзял, 4 — Приморский, 5 — Бол. Ян, 6 — Хоми, 7 — Хумми, 8 — Голые горы, 9 — Даур, 10 — Бол. Чурки, 11 — Ульдура, 12 — Помпеевский, 13 — Сутарский, 14 — Шуки-Поктой, 15 — Вандан, 16 — Поликанский, 17 — Охчинский, 18 — Куканский, 19 — Джаки-Унахта-Якбыяна, 20 — Мяо-Чан, 21 — Малый Хинган, 22 — Баджальский, 23 — Буреинский, 24 — Туран, 25 — Дуссе-Алинь, 26 — Эткиль-Янкан, 27 — Чаятын, 28 — Омельдинский, 29 — Омальский, 30 — Мевачан, 31 — Магу, 32 — Тохареу, 33 — Горы п-ова Тугурского, 34 — Эзоп, 35 — Ям-Алинь, 36 — Меванджа, 37 — Бюко, 38 — Альский, 39 — горы о-ва Бол. Шантар, 40 — Тыльский, 41 — Тайканский, 42 — Джагды (Селемджинский), 43 — Ланской, 44 — Тукурингра, 45 — Янкан, 46 — Джелтулинский Становик, 47 — Чернышева, 48 — Становой, 49 — Сутамо-Гонамский, 50 — Джугдыр, 51 — Майский, 52 — Прибрежный, 53 — Джугджур, 54 — Кульдуми-Тунумская цепь, 55 — цепь Микчангра, 56 — Укланская цепь, 57 — Лурканский, 58 — Топтоканский, 59 — горы Нельканские, 60 — Кет-Кап, 61 — Ыт-Оттук, 62 — Олега-Итабыт, 63 — Удахан-Бам, 64 — Горностахский, 65 — Сетте-Дабан, 66 — горы Чуткавар, 67 — горы Ковенские

Равнины и плато: А — Средне-Амурская равнина, Б — Удыль-Кизинская равнина, В — Амуро-Амгунская равнина, Г — Эвороно-Чукчагирская равнина, Д — Тырминская равнина, Е — Буреинская равнина, Ж — Амуро-Зейская равнина, З — Амуро-Зейское плато, И — Верхне-Зейская равнина, К — Удская равнина

https://jurassic.ru/

Удская равнина вытянута с запада на восток. Ширина ее достигает 40—50 *км*, абсолютные высоты не превышают 100 *м*. Вдоль русла р. Уды развита серия аккумулятивных террас, сменяющихся озерно-аллювиальными равнинными участками, а в зоне сочленения с горными хребтами — плоскоувалистым рельефом. Плоские водораздельные пространства, как правило, заболочены и изобилуют многочисленными озерами.

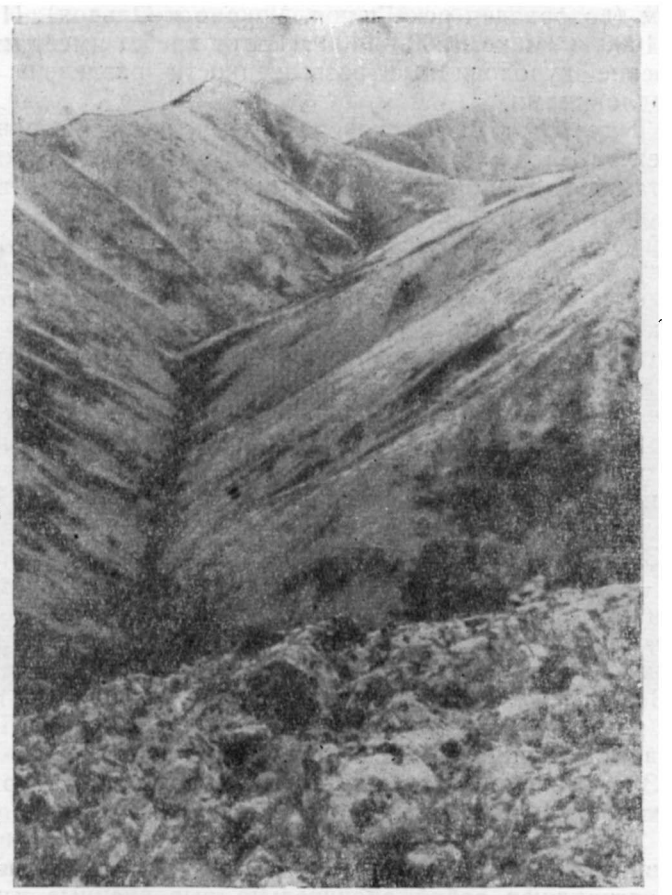


Рис. 2. Хребет Прибрежный (бассейн р. Кырана). Фото Ю. Ф. Чемекова

Верхне-Зейская равнина расположена западнее Удской и непосредственно соединяется с нею. По своим очертаниям Верхне-Зейская равнина представляет неправильный овал, вытянутый в широтном направлении. Вдоль хребтов Тукурингра и Ланского протягивается полоса плоских пролювиально-аллювиальных конусов выноса. Русло р. Зеи в пределах равнины сопровождается серией аккумулятивных террас высотой от 2—3 *см* до 20—40 *м*. Северная, северо-западная и западная части Верхне-Зейской равнины представлены древней (палеогеново-неогеновой?) поверхностью денудационного выравнивания, полого опускающейся от южного подножия Станового хребта (от 600—700 до 300 *м* абс. выс.) и обрывающейся к р. Зее 60—80-метровым эрозионным уступом. Она расчленена правыми притоками Зеи Сиваканом, Током, Мульмугой, Брянтой, Унахи, Гилюем и другими, образующими

https://jurassic.ru/

неглубокие долины с прихотливо извивающимися меандрами. Южнее широтного отрезка р. Зеи впадина имеет характер аккумулятивной равнины с абс. выс. до 300—400 *м*. Левые притоки Зеи (Арги, Уркан, Темна и др.), берущие начало с северного склона хр. Тукурингры, расчленяют равнину на глубину до нескольких (первых) десятков метров. Плоские водоразделы между речными долинами покрыты заболоченными лесами, изобилуют болотами и озерами.

Горная система Тукурингра — Джагды начинается на западе хребтом Янканом (водораздел рек Гилюя, Уркана и Ольдоя). При средних высотах до 1000 *м* (макс. 1200—1400 *м*) этот хребет имеет мягкие очертания — плоские куполовидные возвышенности разделены широкими пологими седловинами.

Хребет Тукурингра от истоков р. Уркана до оз. Огорона, подобно Янкану, представляет массивную гольцовую гряду с мягкими волнистыми очертаниями вершинной поверхности*. Склоны хребта довольно круто снижаются на север, к Верхне-Зейской равнине, и на юг, к Амуро-Зейской равнине. Абсолютные высоты достигают 1471 *м* (гора Бекельдеуль). В хребте намечаются три параллельных цепи. Притоки р. Зеи глубоко расчленяют хребет. Остатки древней (неогеновой?) поверхности денудационного выравнивания сохранились только на водоразделах. Прорываясь через хребет, Зея образует живописное ущелье, изобилующее перекатами. Продолжением хр. Тукурингры на восток является хр. Джагды, разделяющий бассейны Уды и Селемджи. Вершины хребта поднимаются до 1842 *м* (верховья р. Тонума), в целом рельеф его значительно расчленен. На востоке хр. Джагды смыкается с хр. Ям-Алинем, образуя высокий горный узел, от которого на северо-восток отходят хребты Тыльский и Бюко.

Амуро-Зейская равнина, расположенная южнее горной системы Тукурингра — Джагды, имеет сложное строение. Ее западная часть, являющаяся водоразделом Амура и Зеи, носит название Амуро-Зейского плато, хотя по абсолютным (300—400 *м*) и относительным (100 *м*) высотам она скорее может быть отнесена к равнине. Плато обрывается к р. Зее крутым уступом, осложненным оползнями. Края плато расчленены притоками Амура и Зеи на глубину до 100 *м*. Левобережье нижнего участка долины р. Зеи обычно называется Зейско-Буреинской равниной. Здесь распространены широкие поймы и террасы Зеи и Амура высотой от 1—2 *м* (пойма) до 60—80 *м*.

Хребет Турана (1000—1400 *м*), отделяющий бассейны рек Зеи и Буреи, сравнительно слабо расчленен. Его вершины и водоразделы нередко представляют собой значительно выравненные площадки со слабо волнистой поверхностью.

Группа хребтов на юге территории образует Мало-Хинганский горный район, в котором обособляется несколько горных групп: хр. Малый Хинган (1252 *м*), хр. Помпеевский (1012 *м*), хр. Сутарский (797 *м*), хр. Шуки-Поктой (890 *м*). Отделяются они друг от друга как равнинными участками, так и группами мелкосопочника.

Буреинский хребет, являясь продолжением Малого Хингана, протягивается в северо-восточном направлении до верховьев р. Сулука параллельно долине р. Буреи. Абсолютные высоты его увеличиваются с 1000 *м* на юго-западе до 2000 *м* на северо-востоке. В юго-западной части хребта преобладают горы с мягкими очертаниями. На северо-востоке они переходят в массивные гольцы. Некоторые участки имеют

* Восточную часть хр. Тукурингра между долиной р. Зеи и оз. Огороном А. И. Юдин и другие исследователи называют хр. Соктаханом, выделяя его в самостоятельную орографическую единицу.

https://jurassic.ru/

альпийский рельеф. Далее на север Буреинский хребет переходит в хребты Дуссе-Алинь (2154 *м*) и Ям-Алинь (2180 *м*) с боковыми хребтами Эзопом и Меванджа. Эти среднегорные сооружения выше 1400—1600 *м* образуют гольцовую зону. В водораздельных частях местами наблюдается древний реликтовый сглаженный рельеф, то незначительно расчлененный долинами рек (например, Селитканское нагорье в хр. Ям-Алине), то интенсивно расчлененный узкими, местами каньонообразными, долинами. Описываемые хребты являлись наиболее крупной областью горно-долинного оледенения на юге Дальнего Востока, горный ландшафт усложнен здесь многочисленными карами (рис. 3), озе-

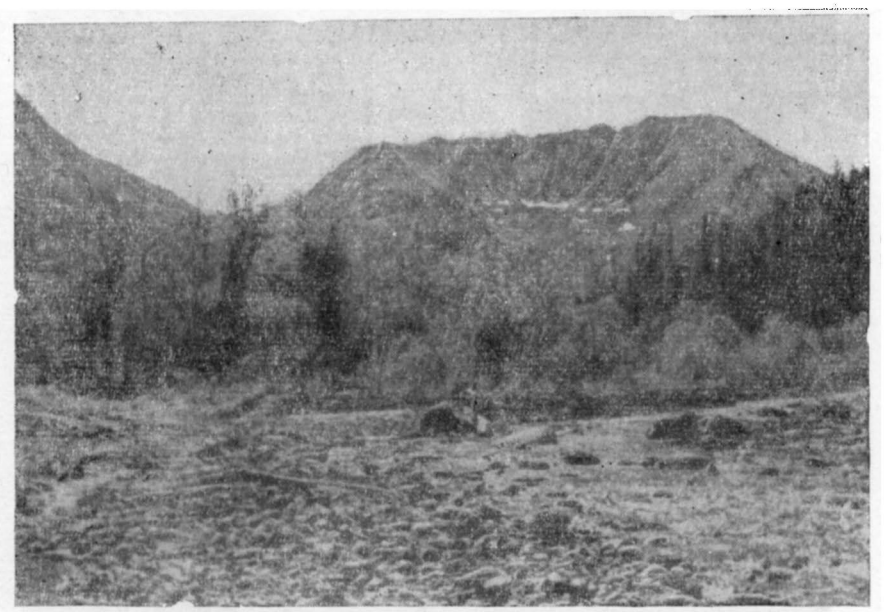


Рис. 3. Кар в хр. Ям-Алинь. Фото Ю. Ф. Чемекова

рами и трогами, в днища которых местами врезаны узкие каньонообразные долины, изобилующие порогами, водопадами, перекатами. Хребты Буреинский, Дуссе-Алинь и Ям-Алинь служат водоразделом крупных левых притоков Амура с запада (Селемджа, Бурея) и с востока (Урми, Амгунь). Восточные склоны расчленены более глубоко, чем западные и в поперечном разрезе хребты имеют асимметричное строение. Особенно он отчетливо выражено в хр. Ям-Алине, у которого восточный склон расчленен на 200—300 *м* глубже, чем западный. К описанной горной системе по характеру рельефа тяготеет хр. Баджальский, поднимающийся на водоразделе рек Амгуни и Горина (в их верхнем течении) до 2640 *м* абс. выс.

К югу и юго-востоку от Баджальского хребта протягивается цепь коротких хребтов северо-восточного простирания: Куканский (937 *м*), Джаки — Унахта — Якбыяна (1284 *м*) и Мяо-Чан (1562 *м*).

Эворон-Чукчагирская впадина включает аккумулятивные равнины и скульптурные денудационные поверхности выравнивания с группами мелкосопочника и островных гор, поднимающихся над равниной на 30—80 *м*. Она протягивается почти в меридиональном направлении от г. Комсомольска-на-Амуре до Тугурского залива Охотского моря. Ее северная часть занята Немилен-Чукчагирской, средняя — Эворонской,

https://jurassic.ru/

а южная — Горинской равнинами. Их абсолютные высоты не превышают 100 *м*. Равнины заболочены, изобилуют озерами и местами покрыты лесом. На междуречье нижнего течения Амура и Амгуни располагаются Пильда-Лимурийские возвышенности (1000—1400 *м*) и хр. Чаятын (до 1000 *м*). Между нижним течением Амгуни и берегом Охотского моря протягиваются хребты Магу, Омальский, Мевачан и др. (до 1000 *м*). Для всех этих гор типичны сглаженные очертания, сравнительно пологие склоны, широкие речные долины с меандрирующими реками.

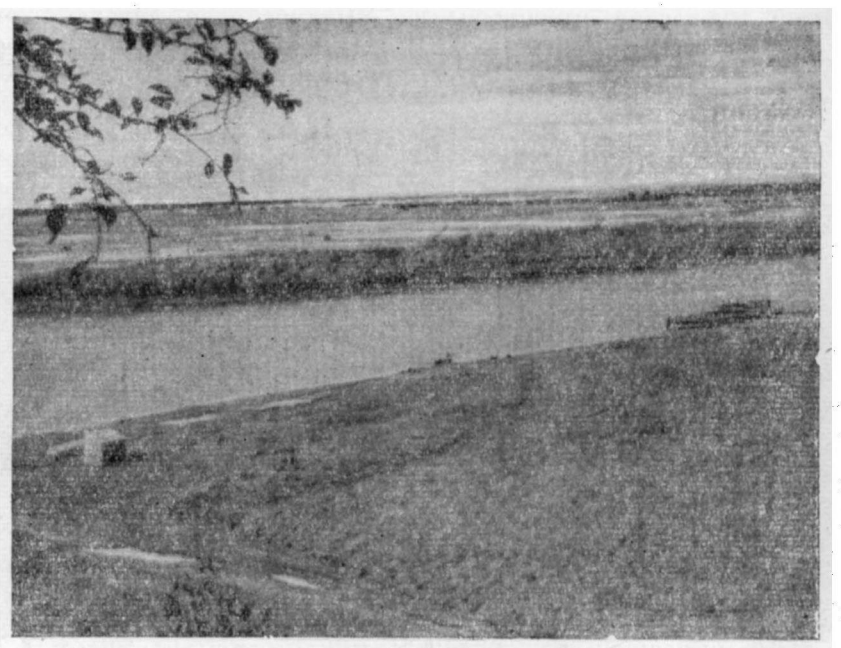


Рис. 4. Средне-Амурская аллювиальная равнина. Фото Ю. Ф. Чемекова

Горы левобережья и правобережья Нижнего Амура отделены межгорными впадинами: Средне-Амурской, Удыль-Кизинской и Амуро-Амгунской, вытянутыми в северо-восточном направлении.

Средне-Амурская равнина располагается в пределах СССР лишь своей северо-восточной частью. Это низкая (от 45 до 100 *м* абс. высоты) заболоченная равнина с несколькими уровнями речных террас и обширной поймой (рис. 4) шириной до 10—30 *км*. По периферии ее местами разбросаны низкие горные хребты (Даур, Большие Чурки, Ульдура, Большой Хехцир) высотой от 600 до 950 *м*, группы мелкосопочника (Хабаровские высоты, Воронежские высоты, Волочаевская сопка и др.) и плоские широкие увалы (к востоку от хр. Вандана). По восточной окраине равнины протягивается полоса расчлененного базальтового плато, сопровождаемая полуразрушенными вулканами (Иманский, Синдинский и др.). Равнина дренируется Амуром и его многочисленными притоками. На плоских водораздельных пространствах равнины расположены обширные сфагновые болота с бесчисленным количеством озер.

Удыль-Кизинская равнина меньше Средне-Амурской, но очень похожа на нее по характеру рельефа. Здесь также распространена серия террас и заболоченные плоские водораздельные участки высотой от нескольких метров до 100 *м*. На поверхности равнины местами

https://jurassic.ru/

наблюдаются группы мелкосопочника и островных гор (гора Холан с абс. выс. 400 *м* и др.). В юго-западной части у пос. Киселевка цепь таких возвышенностей приобретает северо-восточное простирание. В плане равнина имеет неправильную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. На севере ее ограничивает хр. Чаятын, на западе — отроги Пильда-Лимурийских возвышенностей, на востоке — вулканогенные плато.

Амуро-Амгунская равнина несколько меньше Удыль-Кизинской и, подобно последней, имеет в плане неправильную форму. Здесь преиму-

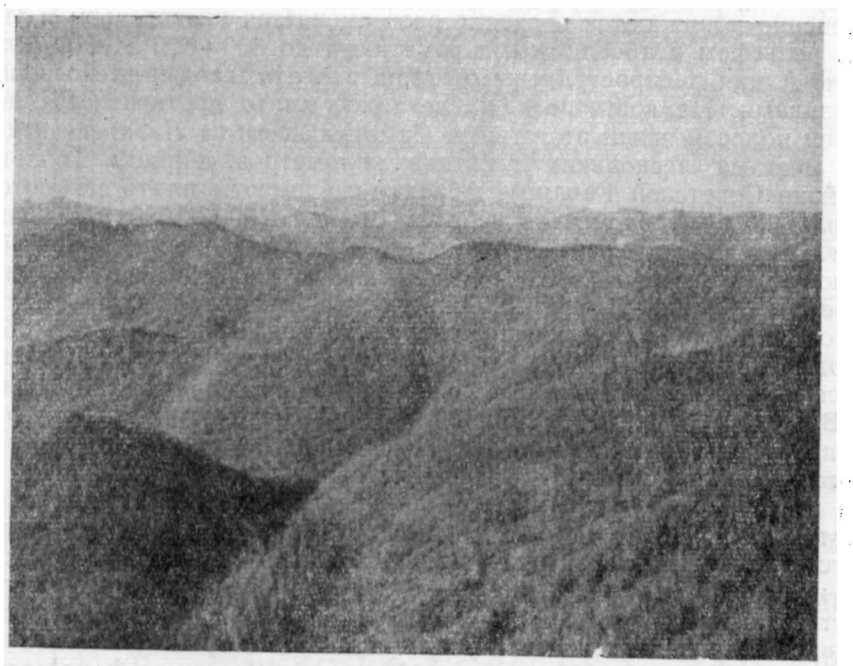


Рис. 5. Среднегорный рельеф хр. Сихотэ-Алинь. Фото Ю. Ф. Чемекова

щественно распространены низкие террасы Амура и его притоков с абсолютными высотами от нескольких метров до 60—80 *м*. По периферии равнины и в ее центральной части также наблюдаются группы мелкосопочника и островных гор (к востоку от озер Далгана и Джевдахи — группа Тырско-Тахтинских возвышенностей с абс. выс. до 500—600 *м*, между озерами Орель и Чля мелкосопочник с абс. выс. до 180 *м*). На юге граница равнины прослеживается по пологим увалам, сложенным базальтами. Местами среди впадины базальты слагают плоские увалы или холмы.

Наиболее крупной горной системой южной части Дальнего Востока является Сихотэ-Алинь. Она состоит из отдельных хребтов и горных гряд преимущественно северо-восточного направления. Абсолютные высоты в северной части колеблются в пределах 1200—1400 *м*. На горизонте высоты сливаются в одну слабо волнистую водораздельную линию (рис. 5), над которой лишь местами виднеются отдельные горные группы до 2000 *м* (например, горы Тардоки-Яни 2078 *м*). В северной части Сихотэ-Алиня преобладает среднегорный ландшафт с мягкими очертаниями. В осевых линиях хребтов, поднимающихся выше 1300—1400 *м*, господствует гольцовый рельеф, иногда с резко очерченными

https://jurassic.ru/

формами, но чаще массивный с каменными осыпями и россыпями. В центральных частях Сихотэ-Алиня на водоразделах сохранились местами остатки древних поверхностей денудационного выравнивания. С такими поверхностями выравнивания связано наличие в районе главного водораздела обширных заболоченных расширений с пологоувалистым и увалистым рельефом. В горных группах, поднимающихся выше 1400—1600 *м*, обнаружены следы древнего, по-видимому, верхнечетвертичного, оледенения в виде каров и коротких трогов (горы Тардоки-Яни, Ко, верховья рек Самарги, Анюя и др.). При движении от центральных частей Сихотэ-Алиня к востоку или западу возвышенности постепенно понижаются и среднегорье сменяется низкогорьем и увалистым рельефом с абсолютными отметками до 300—500 *м*. На склонах Сихотэ-Алиня распространены обширные плато, сложенные основными эффузивами. На восточном склоне такое плато протягивается непрерывной полосой почти от устья р. Самарги до мыса Лазарева и достигает местами нескольких десятков километров ширины (например, в районе Советской Гавани). Абсолютные высоты плато меняются от нескольких десятков метров у берега моря до 900—1000 *м* в приводораздельных частях хребта. Местами среди плато поднимаются возвышенности древнего, добазальтового рельефа, сложенные гранитоидами (Советская Гавань, бассейн р. Чипали), андезитами (бассейн р. Коппи) или осадочными породами. Расчленяющие плато долины рек обычно имеют каньонообразный характер. Плато западного склона протягивается широкой полосой от бассейна р. Мухена до низовьев Анюя.

Восточная и северо-восточная границы рассматриваемой территории проходят вдоль берегов Охотского и Японского морей. На востоке береговая линия, имеющая северо-восточное направление, слабо изрезана и образована преимущественно абразионными обрывами отрогов Сихотэ-Алиня и базальтовых плато. Эти обрывы лишь местами прерываются незначительными участками аккумулятивных прибрежных речных и морских террас. Между устьями рек Амура и Уды побережье имеет триасовый характер. Здесь в сушу глубоко вдаются мелководные заливы Николая, Академии, Тугурский, Удская губа. Наиболее крупные острова вблизи побережья это Большой Шантар и Феклистов. От устья Уды до г. Охотска береговая линия вновь приобретает северо-восточное направление. Она характеризуется слабой изрезанностью и преобладанием крутых, иногда обрывистых берегов, которые сменяются уступами аккумулятивных (преимущественно речных) террас.

Степень обнаженности территории Хабаровского края и Амурской области неодинакова. Она минимальна в таежной зоне. Выше границы лесной растительности (1000—1200 *м* на севере, 1400—1600 *м* на юге) обнаженность значительно улучшается, но скальные обнажения редки и здесь, так как вершины и склоны сопок обычно покрыты элювиально-делювиальным или коллювиальным материалом. Наиболее благоприятны условия обнаженности по берегам Японского и Охотского морей.

КЛИМАТ

Климат Хабаровского края и Амурской области (рис. 6) формируется под влиянием холодных восточно-азиатских окраинных морей, Тихого океана и азиатского материка с его низкими зимними температурами.

Зимой над материком устанавливается антициклон, а в северо-западной части Тихого океана — область низкого давления. Эти барические центры с разностью давления в среднем до 26 *мм* (32 миллибара) вызывают устойчивые воздушные течения с материка в сторону

https://jurassic.ru/

океана, охватывающие нижние слои атмосферы. Зимний муссон несет сухой и холодный континентальный воздух и обусловливает бесснежные холодные зимы. В северо-западной части Охотского моря массы сухого континентального арктического воздуха встречаются с влажным полярным морским воздухом, образуя охотский арктический фронт. Здесь формируются зимние циклоны, являющиеся причиной выпадения зимних осадков на побережье Охотского моря.

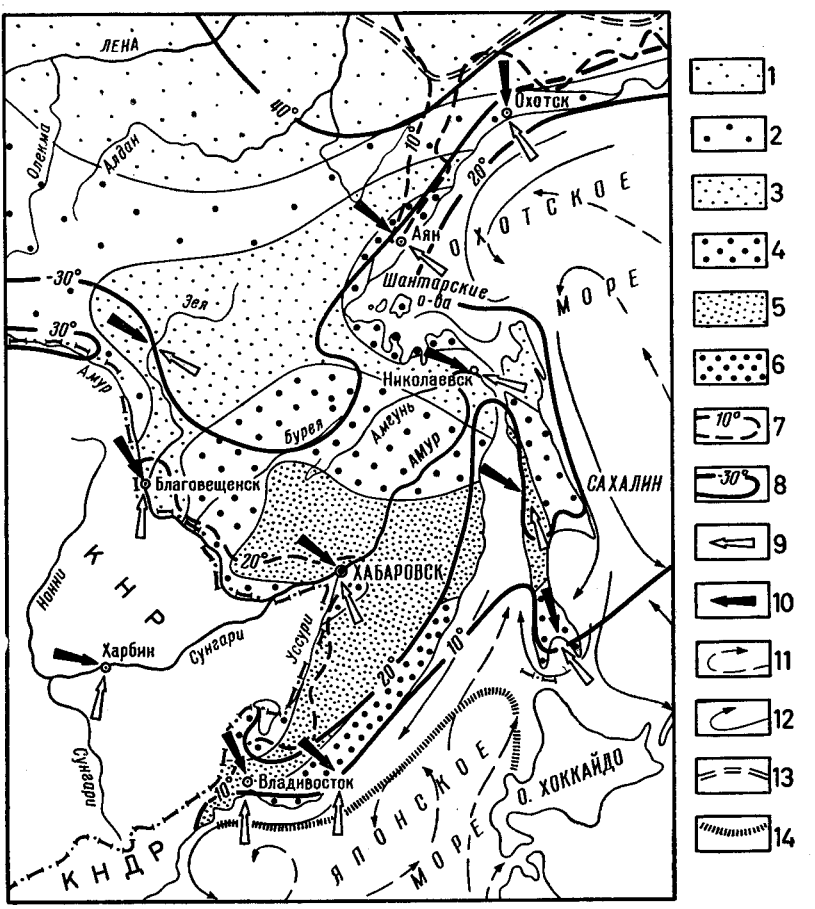


Рис. 6. Климатическая карта

Среднегодовое количество осадков (в *мм*): *1*—200—300, *2*—300—400, *3*—400—500, *4*—500—600, *5*—600—700, *6*—700—1000. Изотермы среднемесячных температур на уровне земной поверхности (в градусах Цельсия): *7* — в июле, *8* — в январе. Направление ветров: *9* — в июле, *10* — в январе. Течения: *11* — теплые, *12* — холодные, *13* — граница сплошной вечной мерзлоты, *14* — граница льдов зимой

Летом область низкого давления перемещается на азиатский континент, а над Тихим океаном формируется барический максимум. В результате возникает летний муссон, приносящий с океана на сушу влажный морской полярный воздух. На побережье он снижает температуры и приносит большое количество осадков. Теряя осадки и нагреваясь при проникновении в глубь материка, он трансформируется в континентальный полярный воздух.

Влияние муссонов наиболее значительно в южной части территории, в то время как в северной части оно ограничивается побережьем Охотского моря.

https://jurassic.ru/

В летнее время территория Дальнего Востока испытывает также воздействие морского тропического воздуха, проникающего с юго-востока. Располагающийся в районе Японских и Курильских островов тихоокеанский полярный фронт, образующийся в зоне взаимодействия морского полярного воздуха и морского тропического воздуха, является местом возникновения циклонов, которые особенно часты летом и в начале осени. Иногда на описываемую территорию с юга и юго-запада (из Японии или Китая) вторгаются тайфуны, зарождающиеся в приэкваториальной зоне Тихого океана. Из-за различия термического режима на суше и на море летом возникает бризовая циркуляция. Хребты, расположенные вдоль побережья (Сихотэ-Алинь, Прибрежный и др.), ограничивают ее проникновение в глубь материка.

Весной и осенью описываемая территория подвергается воздействию континентального тропического воздуха, обусловливающего сухую теплую погоду.

Продолжительность солнечного сияния за год составляет около 2000—2500 часов. При этом она ниже в приморских районах. Наибольшее количество часов падает на март — октябрь, наименьшее — на ноябрь — февраль (Занина, 1958).

Суммарная солнечная радиация, зависящая от облачной и пасмурной погоды, которая преобладает в летнее время вследствие муссонного климата, колеблется от 70 до 115 *ккал/см*^{2}.

Вследствие значительной протяженности территории с севера на юг и с востока на запад, сложного устройства поверхности, различной степени удаленности от берегов Охотского и Японского морей климатические условия ее различных частей неодинаковы. Среднегодовая температура колеблется от — 10° на севере (Усть-Майское) до + 1° на юге (Хабаровск). Среднегодовое количество осадков изменяется от 200 *мм* на севере до 800 *мм* на юге.

Характеристика среднемесячных и среднегодовых температур (в градусах Цельсия) для различных пунктов приведена в табл. 1.

Наиболее низкие среднемесячные январские температуры наблюдаются в северо-западной и северной материковых частях и повышаются к береговой линии Японского и Охотского морей.

В бассейне Маи среднемесячная температура января падает до — 42,1°, в Амуро-Зейской депрессии она составляет — 22°, в хребтах Буреинском — Ям-Алине — Джагды от —30 до —34°, в Нижне-Амурской депрессии —22°, в узкой прибрежной полосе от — 19° на юге (Клостер-Кампский маяк) до — 25° на севере (Охотск).

Июльские температуры по мере продвижения от морского берега в глубь материка в юго-западном направлении становятся выше. Для побережья характерно сравнительно прохладное лето со среднемесячными температурами июля 12—14°, во внутриматериковых же частях они достигают 20—22°.

Наибольшее количество атмосферных осадков выпадает на морском побережье и на восточных склонах Сихотэ-Алиня, Малого Хингана, Буреинского и Прибрежного хребтов (600—750 *мм*). Меньшее их количество (400—500 *мм*) получает Амуро-Зейская равнина и побережье Охотского моря от пос. Тугура до г. Николаевска, защищенное от летних юго-восточных муссонов горными хребтами. Минимальное количество осадков выпадает в бассейнах рек Алдана и Маи (до 250—350 *мм*), также защищенных от летних муссонов хр. Джугджуром.

Распределение осадков в течение года неравномерно. Меньше всего их выпадает зимой (в январе 10—20 *мм* на побережье и не более 10 *мм* во внутриматериковой части), несколько более весной (в апреле 20—30 *мм* на побережье и 10—20 *мм* в остальных районах).

https://jurassic.ru/

Таблица 1

Станция	Зима			Весна			Лето			Осень			Год
	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	
Внутриматериковые пункты													
Усть-Майское	—37,4	—42,1	—35,9	—22,4	—8,3	5,6	14,4	18,7	14,4	6,7	—7,3	—27,2	—10,1
Благовещенск	—21,6	—24,2	—18,1	—9,5	2,4	10,4	17,4	21,2	18,7	12,1	1,4	—11,4	—0,1
Мазаново	—27,4	—29,4	—22,6	—12,8	0,6	9,0	16,2	19,7	17,4	10,7	—0,4	—14,8	—2,8
Пикан	—27,6	—30,1	—22,3	—13,4	—0,7	7,7	15,4	18,8	15,4	8,3	—3,0	—17,2	—4,0
Бомнак	—29,4	—31,7	—22,1	—13,0	—1,8	6,9	13,7	17,9	14,6	8,0	—3,8	—18,3	—4,9
Екатерино-Никольское	—19,4	—22,6	—16,4	—8,0	3,5	10,6	17,0	20,5	19,1	12,9	3,8	—8,3	1,0
Вяземский	—18,6	—22,6	—17,6	—8,7	3,6	11,3	16,8	20,2	19,7	12,7	3,8	—8,2	1,0
Хабаровск	—19,4	—23,1	—17,4	—8,8	2,8	10,9	16,7	20,2	19,6	13,6	4,2	—8,3	0,9
Циммермановка	—19,3	—24,1	—17,9	—11,0	—0,1	6,4	13,5	18,1	17,3	12,0	2,9	—9,0	—0,9
Им. П. Осипенко	—25,4	—27,7	—21,4	—12,4	—1,2	6,6	12,5	17,6	16,5	10,6	0,8	—13,4	—3,1
Мариинск	—19,2	—23,8	—17,6	—10,6	—0,4	5,4	12,4	16,7	17,0	12,8	3,8	—8,7	—1,0
Экимчан	—30,2	—33,3	—25,4	—16,6	—3,1	6,0	12,4	16,8	14,3	7,6	—3,7	—18,5	—6,1
Софийск	—30,4	—34,2	—25,3	—17,4	—5,2	3,7	10,8	15,2	12,6	6,2	—5,3	—19,8	—7,4
Унаха	—26,3	—30,2	—23,8	—15,8	—3,8	6,3	14,0	17,8	14,2	6,9	—5,1	—19,2	—5,4
Облучье	—23,9	—26,8	—20,4	—12,0	—1,1	8,6	15,6	19,1	17,1	9,8	—0,1	—12,2	—2,0
Береговые пункты													
Советская Гавань	—15,9	—20,3	—15,5	—9,1	0,6	3,8	9,2	13,6	16,1	12,2	4,5	—6,1	—0,6
Николаевск-на-Амуре	—20,1	—24,5	—19,8	—12,7	—2,6	3,6	11,4	16,7	16,1	11,4	2,0	—9,9	—2,4
Аян	—17,6	—20,3	—15,7	—10,1	—2,8	1,7	5,2	12,2	13,5	10,1	0,2	—10,6	—2,9
Охотск	—21,9	—25,2	—20,5	—14,5	—6,0	0,3	5,4	11,7	12,5	8,1	—2,3	—15,4	—5,7

https://jurassic.ru/

Максимум осадков приходится на лето и первый осенний месяц (до 70% годового количества). Нередко выпадение летних осадков, связанных с тайфунами, носит ливневый характер, достигая 100—150 *мм* в сутки. Концентрированное выпадение осадков приводит к наводнениям, причиняющим большие убытки народному хозяйству.

Количество осадков, выпадающих в виде снега, в большинстве районов незначительно. Во внутриматериковых районах оно составляет 20—25 *мм* из 380—515 *мм*, а в приморских районах до 45—70 *мм* из 450—760 *мм* годового количества осадков.

Небольшая мощность снегового покрова, а иногда и отсутствие последнего, особенно в южных районах, вызывает глубокое промерзание почвы. Средние глубины промерзания грунтов составляют для Благовещенска 2,18 *м*, Быссы 2,91 *м*, Завитой 1,91 *м*, Белогорска 2,74 *м*, Мазанова 2,90 *м*, Норского склада 2,30 *м*, Шимановского 3,54 *м*, Бикина 2,13 *м*, Комсомольска 1,89 *м*, Хабаровска 2,14 *м*, Облучья 2,41 *м*, Советской Гавани 1,51 *м* (Стоценко, 1952).

Значительная часть описываемой территории относится к зоне многолетней мерзлоты. Последняя носит здесь преимущественно островной характер. Наиболее широко многолетняя мерзлота развита в северной части, где она приурочена преимущественно к сфагновым болотам и заболоченным лиственничникам.

ГИДРОГРАФИЯ

Наиболее многоводная и разветвленная речная сеть принадлежит бассейну Охотского моря (Амур с притоками, Уда, реки охотского склона хребтов Джугджура и Прибрежного). К бассейну Японского моря относятся реки восточного склона Сихотэ-Алиня (Коппи, Тумнин и др.). Реки Мая и Учур принадлежат бассейну Северного Ледовитого океана.

В целом большая часть территории относится к избыточно-влажной зоне, совпадающей с зоной тайги. Среднегодовой сток наиболее высок (до 400—600 *мм* в год) в центральных частях Сихотэ-Алиня и в хребтах Буреинском, Дуссе-Алине, Баджальском и понижается к долине Амура (до 150—200 *мм*), а также и к Охотскому побережью (до 300 *мм*). Внутригодовое распределение стока отличается большой неравномерностью. Особенно велико колебание расходов воды в р. Зее, что объясняется ливневым характером летних осадков и резким падением зимних расходов вследствие ничтожного грунтового питания. Для Амура колебания расходов также значительны, несмотря на наличие естественных регуляторов стока — озерных бассейнов, и также вследствие ливневого характера летних осадков (рис. 7).

По характеру режима (Зайков, 1946) различаются реки двух типов: дальневосточного с сильно растянутым половодьем в теплую часть года и очень низким стоком в холодную часть года; к этому типу, основным источником питания которого являются дождевые осадки, относятся реки южной части территории, и восточносибирского типа с высоким весенним половодьем, летне-осенними паводками и исключительно низкой зимней меженью вплоть до полного прекращения руслового стока, это реки Охотского побережья и бассейна Алдана.

Начало ледостава происходит обычно в ноябре, вскрытие — от апреля (на юге) до мая (на Охотском побережье). Сроки замерзания и вскрытия колеблются в пределах 15—20 дней. Небольшие северные реки в зоне вечной мерзлоты нередко промерзают до дна. Иногда при этом образуются наледи, достигающие размеров в несколько десятков квадратных километров.

https://jurassic.ru/

Сведения о наиболее значительных реках южной части Дальнего Востока приведены в таблице 2. По водоносности Амур занимает четвертое место в СССР (после Енисея, Лены и Оби) и одиннадцатое

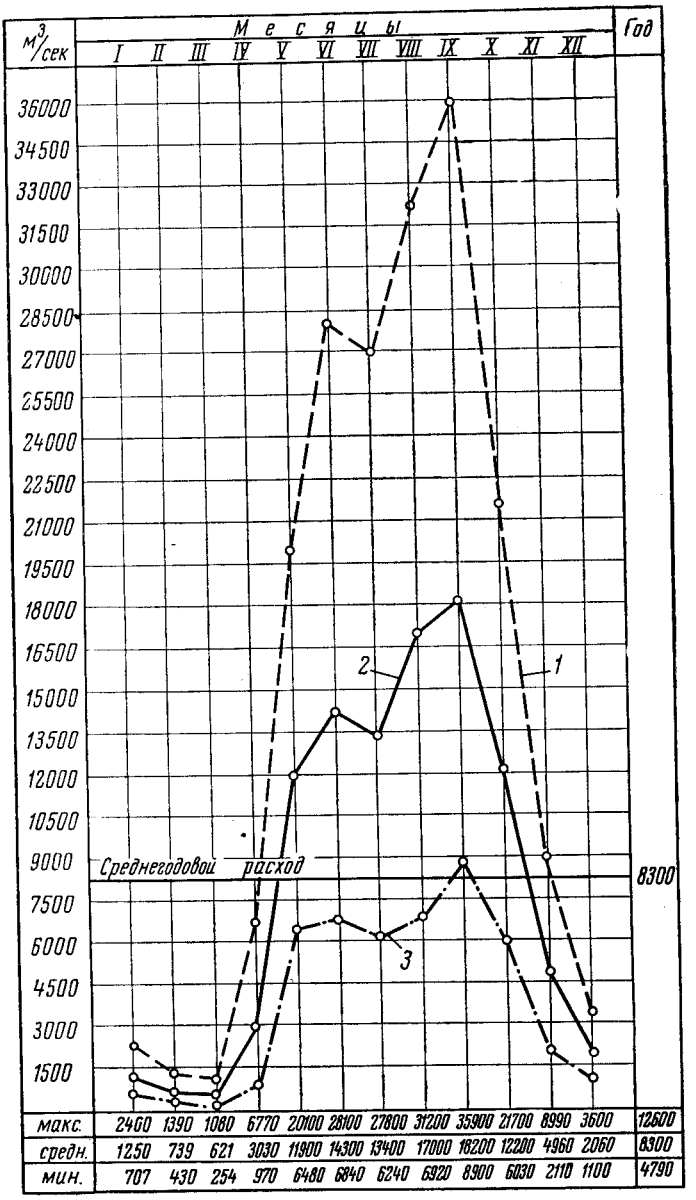


Рис. 7. Колебания среднемесячных расходов воды Амура у Хабаровска (1896—1960 гг.)

Расходы воды: *1* — максимальный, *2* — среднемесячный, *3* — минимальный

место в мире. Наиболее крупными притоками Амура на советской территории являются Зея, Бурея, Тунгуска, Амгунь, Уссури.

Амур относится к рекам преимущественно дождевого питания. Половодья на нем вызываются летними ливневыми дождями. Весенние половодья, связанные с таянием снегов, выражены слабо. Зимой наблю-

https://jurassic.ru/

Таблица 2

Характеристика наиболее крупных рек южной части советского Дальнего Востока

Река	Площадь бассейна, *км*²	Длина, *км*	Расход в устье, *м*³/*сек*
Амур *	2 129 260	4325	11 000
Зея	233 000	1210	1 800
Шилка	200 900	555	440
Уссури	187 000	592	2 000
Аргунь	169 700	1520	400
Мая	159 900	976	1 800
Учур	118 600	754	1 200
Селемджа	70 900	598	730
Уда	64 100	400	700
Бурея	69 790	716	950
Амгунь	54 900	665	600
Тунгуска	38 100	421	385
Хор	24 400	414	390

* Вместе с Шилкой и Ононом.

дается очень низкий меженный уровень. Наиболее значительные паводки отмечаются в июле — августе. Они нередко ведут к наводнениям, во время которых воды заливают иногда и первые надпойменные террасы. Уровень воды при этом повышается от 6—7 *м* (в низовьях) до 10—14 *м* (в верхнем и среднем течении). Графики колебаний

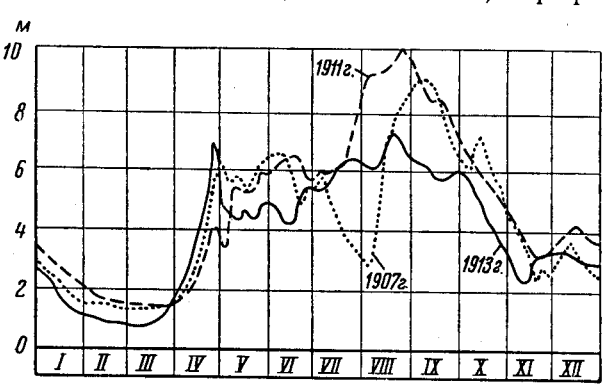


Рис. 8. Характерные колебания уровня воды Амура у Хабаровска (по А. А. Соколову, 1952)

уровня воды Амура для ряда характерных годов показаны на рис. 8.

Средний годовой сток Амура, равный 11 000 *м*³/*сек*, распределяется по временам года следующим образом: зима 4%, весна 29%, лето 32% и осень 35%. Во второй половине октября или начале ноября на реке появляются забереги и «сало», начинает формироваться шуга и внутриводный лед и в начале — середине ноября устанавливается ледостав. Вскрытие Амура происходит обычно в нижней части во второй половине апреля, в верхней — в первых числах мая.

Зея является самым крупным левым притоком Амура. Река питается дождевыми (69% годового расхода), талыми (26%) и подземными (5%) водами. Весеннее половодье выражено более отчетливо, чем на Амуре. Обильные летние дожди, имеющие нередко ливневый характер, вызывают высокие летние паводки (рис. 9), обусловливающие почти

https://jurassic.ru/

ежегодные наводнения. Наивысшие уровни наблюдаются от мая по октябрь включительно. Ледостав на Зее устанавливается от конца октября — начала ноября (в верховьях) до середины ноября (в нижнем течении); вскрытие происходит в апреле (в низовьях) — начале мая (в верховьях).

Бурея — второй по величине левый приток Амура. Верхнее и среднее течение реки носит горный характер, в низовьях она протекает в пределах Зейско-Буреинской равнины. Относится к рекам с дождевым питанием, воды которых в годовом стоке занимают 72%. Роль талых вод (21%) и подземных (7%) менее значительна. Режим Буреи аналогичен режиму Зеи. Ледостав наступает в начале ноября, вскрытие — в начале мая.

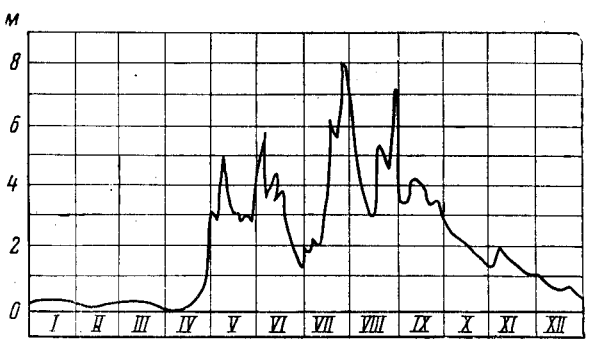


Рис. 9. Колебания уровня воды Зеи у г. Зея за 1926 г. (по А. А. Соколову, 1952)

Амгунь — крупный левый приток в низовьях Амура. Наивысший уровень воды и наибольшие расходы наблюдаются в июле — августе, нередко в сентябре, минимальные — зимой. Ледостав наступает в конце октября — начале ноября, вскрытие — в начале мая.

Уссури — второй по величине (после Сунгари) правый приток Амура. Относится к рекам дальневосточного типа. В ее питании на долю дождей падает 66%, снеговых вод 19% и грунтовые воды 15%. Половодье происходит летом; летняя межень отсутствует; минимальные уровни характерны для зимы. Река замерзает в верховьях в начале декабря, в нижнем течении в середине ноября и вскрывается в верховьях в первых числах апреля, в низовьях — в середине апреля.

Из рек, относящихся к бассейну Японского моря, наибольшие размеры имеет Тумнин (длина 270 *км*, площадь водосбора 22 400 *км*^{2}). Все другие реки восточного склона Сихотэ-Алиня невелики.

Среди рек западного побережья Охотского моря наиболее значительной является Уда, имеющая длину около 400 *км*, с большим притоком Маей-Половинной и менее крупными — Чогаром, Шевли, Галламом и др. Остальные реки Охотского склона коротки. В их режиме большой удельный вес имеет снежное питание. Поэтому в этих реках наблюдаются паводки, обусловленные таянием снегов, при сохранении летнего половодья.

Наиболее значительными реками северной части описываемой территории являются Мая и Учур — крупные правые притоки Алдана. Последний относится к восточно-сибирскому типу, но в его верховьях и притоках Мае и Учуре отчетливо выражено летнее половодье. Ледостав наступает в конце октября, вскрытие — во второй половине мая. Зимой в долинах рек нередко образуются наледи, иногда не стаивающие и летом.

https://jurassic.ru/

Географическое распределение озер крайне неравномерно. Они развиты преимущественно на Средне-Амурской, Удыль-Кизинской, Амуро-Амгунской равнинах.

По генетическим признакам выделяются следующие группы озер: пойменные, реликтовые районов неотектонических погружений, термокарстовые, лагунные, ледниковые. Первые широко развиты в поймах Амура и его крупных притоков, причем наиболее молодые озера обладают типичной формой стариц, а более древние имеют неправильные и овальные очертания; глубина их не превышает в среднем нескольких метров. К озерам районов неотектонических погружений относятся наиболее крупные озера Нижнего Приамурья: Чукчагирское (740 *км*²), Эворон (590 *км*²), Болонь (440 *км*²), Кизи (380 *км*²), Орель (300 *км*²), Чля (180 *км*²), Кади (95 *км*²); глубина их колеблется от 1—2 до 8—12 *м*. Озера этой группы соединены с Амуром и являются проточными. Многочисленные термокарстовые озера занимают преимущественно плоские водораздельные части равнин; размеры их невелики (до нескольких десятков и сотен, редко тысяч квадратных метров). Лагунные озера встречаются вдоль берегов Охотского моря в удаленных от моря частях заливов Николая, Академии, Тугурского. Они образуются в устьях рек, обычно вытянуты вдоль берега и располагаются между береговыми валами. Ледниковые озера приурочены к наиболее высоким частям хребтов Буреинского, Дуссе-Алиня, Эзопа, Ям-Алиня, Джугджура и Станового (рис. 10). Наиболее крупным (площадь более 100 *км*²) из них является оз. Бол. Токо в верховьях р. Муломы, левого притока Учура. Оно располагается у подножия древнего верхнечетвертичного Утукского ледника. Каровые и цирковые озера имеют округлую форму. К этой же группе относятся озера, занимающие бессточные котловины моренного рельефа.

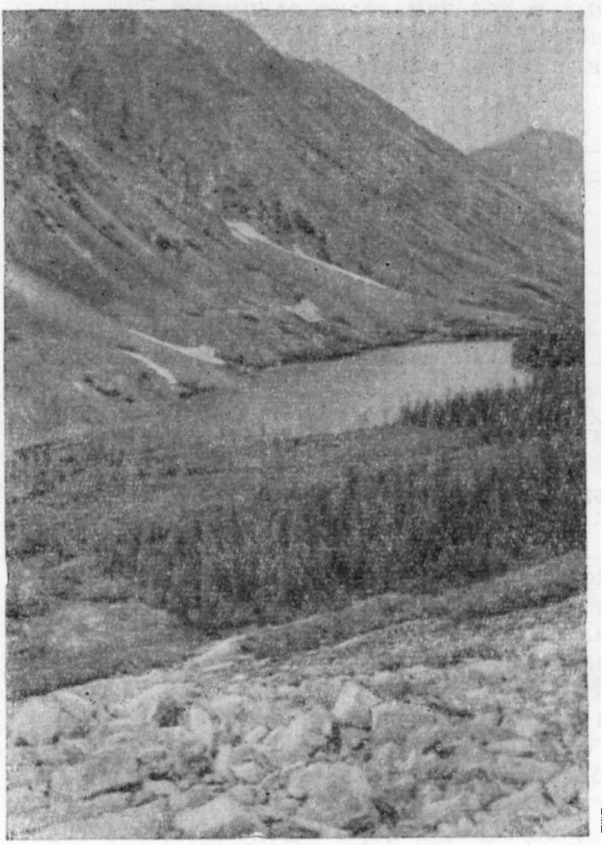


Рис. 10. Ледниковое озеро в хр. Ям-Алиня. Фото Ю. Ф. Чемекова

На равнинах Дальнего Востока широко распространены болота (рис. 11). На территории южной части советского Дальнего Востока Н. Я. Кац (1948) выделяет: Даурско-Амурскую провинцию сфагновых болот и сфагновых лиственничников, располагающихся к западу и северо-западу от нижнего отрезка долины Амура между Хабаровском

https://jurassic.ru/

и Николаевском, и Приморскую провинцию сфагновых болот и торфяников, располагающихся к востоку от указанной линии. В Даурско-Амурской провинции распространены: а) эутрофные сфагновые болота, б) заболоченные лиственничные мари (ассоциации сфагнума с даур-

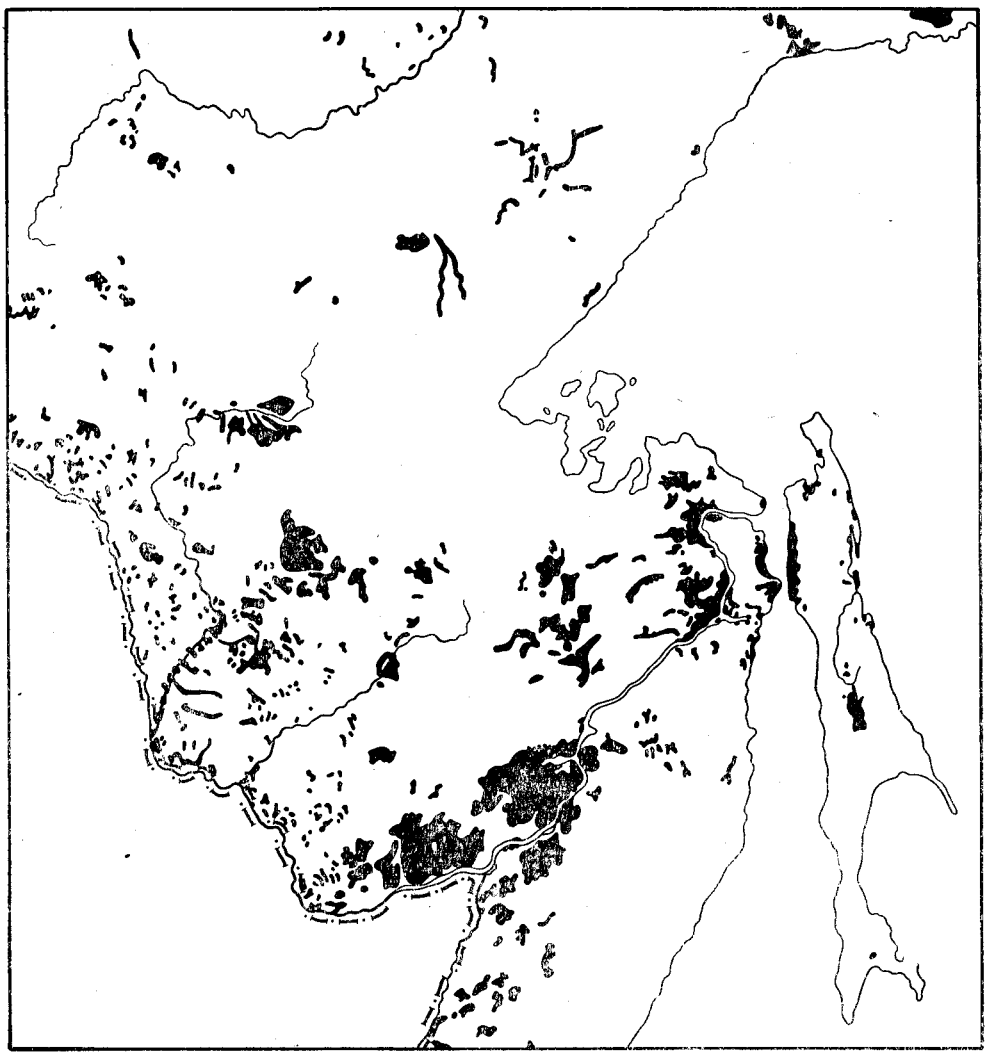


Рис. 11. Схематическая карта болот южной части советского Дальнего Востока (по В. В. Куприянову, 1947)

ской лиственницей), в) «бугристые мари» (с буграми мерзлотного пучения, сложенными с поверхности сфагнутом), г) грядово-мочажинные мари, д) кочкарниковые мари (обычно из пушицы, нередко со сфагнумом, осоками, вейником), е) олиготрофные выпуклые сфагновые торфяники. Все эти типы развиваются на водораздельных участках равнин, а тип «д» обычен для пойменных участков. Мощность торфа на болотах обычно в среднем не превышает 1—1,5 *м*, достигая в олиготрофных торфяниках 5—7 *м*.

https://jurassic.ru/

ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ

В северной части рассматриваемой территории преобладают буротаежные почвы под лиственничными лесами, а в горах — горно-тундровые почвы. Широко развиты также глеево-болотные процессы, сопровождающиеся торфообразованием. На юге под хвойно-широколиственными и смешанными лесами господствуют бурые лесные почвы. Для лесостепной зоны наиболее типичны луговые почвы, сочетающиеся с лугово-болотными и болотными.

На равнинах, по данным Ю. А. Ливеровского и В. П. Колесникова (1949), выделяются следующие типы почв: 1) зоны тайги, 2) болотные, 3) зоны хвойно-широколиственных лесов, 4) зоны дубово-черноберезовой лесостепи. Они формируются преимущественно на аллювиальных, озерных, озерно-аллювиальных, болотных отложениях и элювиальных (в том числе коры выветривания) образованиях.

В зоне хвойных лесов (тайги) развиваются буро-таежные и таежные иллювиально-гумусовые почвы.

Для хвойно-широколиственных лесов характерны бурые типичные и бурые оподзоленные, бурые глееватые оподзоленные и желтоземно-бурые почвы.

В лесостепи развиты лугово-дерновые, луговые черноземовидные и лугово-глеевые почвы. Луговые черноземовидные почвы («амурские черноземы») развиты в юго-западной части Зейско-Буреинской равнины.

В составе растительности южной части Дальнего Востока имеются представители нескольких флор: 1) восточносибирской (или восточноазиатской), проникающей с севера и северо-запада на юг до верховьев Зеи и других левых притоков Амура (наиболее типичный представитель ее даурская лиственница); 2) северотихоокеанской (или охотско-камчатской), господствующей в Западном Приохотье и Нижнем Приамурье и представленной аянской елью, каменной березой, белокорой пихтой со значительным участием даурской лиственницы и 3) маньчжурской (среднее течение Амура, бассейн Уссури, южный Сихотэ-Алинь), наиболее богатой из перечисленных. К представителям маньчжурской флоры относятся из покрытосеменных растений разнообразные и многочисленные широколиственные породы (дуб, клен, ясень, липа, многочисленные кустарники, амурский бархат и др.) и ряд лиан; из голосеменных растений — корейский кедр и др. Представители маньчжурской флоры проникают на север до бассейна р. Агафуя (к югу от зал. Николая), где обнаружен монгольский дуб (Д. П. Воробьев, 1937), и окрестностей г. Николаевска-на-Амуре, где описан узколистный клен.

Смена типов растительности подчинена общим закономерностям широтной зональности. Однако, продвигаясь по хребтам далеко на юг, несвойственная данным широтам северная растительность усложняет и нарушает эту зональность. Наличие горного рельефа обусловливает явления вертикальной зональности. Она проявляется в смене зоны лесной растительности (широколиственных, кедрово-широколиственных, пихтово-еловых лесов) зоной субальпийских кустарников (заросли кедрового стланника), которые еще выше сменяются горно-тундровой зоной, где преобладают мхи и лишайники.

Разнообразие микроклиматических условий, рельефа, сложность геологической истории Дальнего Востока и истории формирования растительности обусловливают пестроту и сложность растительного мира даже в пределах единой зоны. В бассейне Амура и Уссури, как отмечал еще К. И. Максимович (1862), тундра существует рядом

https://jurassic.ru/

с лиственными лесами, маньчжурский орех — с кедром и пихтой, а виноградная лоза — с елью.

Бо́льшая, северная часть описываемой территории относится к зоне хвойных (таежных лесов). Ее южная граница пересекает Зею несколько севернее устья Селемджи, поворачивает на юг-юго-восток к Бурее, по северной и северо-западной окраине Средне-Амурской депрессии проходит к Комсомольску, пересекает Амур у пос. Нижне-Тамбовского, а затем круто поворачивает на юг-юго-запад по западному склону Сихотэ-Алиня. Растительность этой зоны представлена на севере и западе главным образом лиственничными, а на востоке и юге пихтово-еловыми лесами. Лиственничные леса, состоящие преимущественно из даурской лиственницы, произрастают не только на равнинах, но и в горах до верхнего предела лесной растительности. Местами заболоченные лиственные леса с широким развитием багульника и сфагнума переходят в «мари» — разреженные кочкарно осоковые и кустарничково-сфагновые лиственничники, развитые в долинах рек, на равнинах и на пологих склонах горных возвышенностей. В южной части таежной зоны встречаются смешанные елово-лиственничные и кедрово-лиственничные леса, а в районах гарей березово-лиственничные.

В таежной зоне развиты также леса из аянской ели. Они приурочены к верхней границе лесной растительности в горах и к приморским районам. Как правило, аянская ель встречается вместе с белокорой или амурской пихтой. На хорошо дренируемых почвах речных долин и горных склонов развиты ельники-зеленомошники, а в южной зоне тайги папоротниковые ельники. На сильно переувлажненных днищах речных долин произрастают кочкарно-осоковые, хвощево-осоковые и сфагновые ельники с примесью белой березы, ольхи и лиственницы. Кроме аянской ели, на севере развиты заросли сибирской, а на юге корейской ели. Аянская ель пригодна для строительных целей. Ее древесина дает высокого качества целлюлозу и сырье для гидролизной промышленности.

На низинных болотах и на речных поймах, в долинах Зеи, Буреи, Амгуни и других рек, а также на молодых гарях встречаются рощи белой березы. Обычно же последняя наблюдается в виде примеси к другим лесным насаждениям. В горах у верхней границы леса распространены леса паркового характера из каменной или эрмановой березы с субальпийскими кустарниками и разнотравьем.

Сосновые леса развиты главным образом в бассейнах Верхнего Амура (выше Благовещенска), р. Зеи и в верховьях р. Уды на хорошо дренируемых плоских водоразделах и речных террасах.

Поймы рек заняты низинными осоковыми и осоково-гипновыми болотами с кустарниками, а низкие речные террасы и пологие склоны — мезотрофными кочкарно-осоковыми и кочкарно-пушицевыми болотами с карликовой березкой.

Луговая растительность развита главным образом на поймах рек (осоково-вейниковые и вейниковые, реже разнотравные и разнотравно-злаковые луга). У верхней границы леса в горах располагаются участки разнотравных субальпийских лугов.

В горах, над верхней границей леса (выше 1400 *м* на юге, 700—800 *м* на северо-западе и 500 *м* на побережье Охотского моря) расположен пояс субальпийской растительности (заросли кедрового стланика, реже ольховника и березки Миддендорфа). Выше лежит пояс с господством вересково-лишайниковых горных тундр, представляющих хорошие пастбища для оленей.

К югу от зоны тайги, занимая территорию Еврейской автономной области, Средне-Амурской равнины и западного склона Сихотэ-Алиня, располагается зона смешанных хвойно-широколиственных и широко-

https://jurassic.ru/

лиственных лесов. На пологих склонах и высоких речных террасах произрастают смешанные леса из корейского кедра и широколиственных пород (белокорого ильма, маньчжурского ясеня, маньчжурского ореха, липы, клена и др.). Хорошо дренируемые склоны южной экспозиции заняты кедрово-дубовыми лесами. В северной части зоны развиты кедрово-еловые и кедрово-лиственничные леса. Древесина кедра применяется в строительстве, судостроении, самолетостроении; из смолы вырабатывают скипидар и канифоль. Широко развитый в описываемой зоне монгольский дуб образует редколесные дубняки с примесью на южных склонах лещины, леспедецы, рододендрона, а на северных — березы, осины, ивы, иногда липы. В долинах горных рек произрастают леса из тополя Максимовича, корейского и душистого тополей, белокорого ильма и маньчжурского ясеня с примесью бархата. Наибольшее экономическое значение из лесных пород описываемой зоны имеют кедр, ясень, бархат (дающий пробковую кору) и т. д. Всего в этой зоне насчитывается до 1000 видов полезных растений.

Широкие долины Амура, Уссури и их притоков (в низовьях) заняты вейниковыми, вейниково-разнотравными и злаково-разнотравными лугами. Заболоченные участки (низинные, переходные, кочкарно-осоковые, осоково-гипновые и осоково-сфагновые болота) приурочены здесь в основном к долинам рек. В долине Амура и его притоков встречаются верховые сфагновые болота с мощными промышленного значения запасами торфа (бассейны Немпту, Мухена и др. притоков Амура).

Южная часть Амуро-Зейской равнины относится к лесостепной зоне. Значительные ее участки заняты культурными угодьями. Местами наблюдаются рощи из монгольского дуба и черной березы с лещиной, имеющие парковый характер. На хорошо дренируемых участках Амуро-Зейского плато встречаются леса из обыкновенной сосны. На заболоченных участках развиты редкостойные белоберезняки с редкой примесью лиственниц. В поймах рек и на низких террасах растут леса из березы, ильма, ясеня, черемухи и других пород и заросли ивы. Участки леса часто располагаются среди разнотравно-кустарниковых и злаково-разнотравных лугов на хорошо дренируемых почвах.

Богатству и разнообразию растительности Хабаровского края и Амурской области соответствует не менее богатый животный мир, во многом отличающийся от других районов СССР. Большие ресурсы охотничье-промысловых зверей и птиц служат базой для их промысла, а также любительской охоты. Вместе с тем надо указать на наличие таких паразитических животных как клещи — переносчики некоторых тяжелых болезней человека, кровососущие двукрылые насекомые — комары, мошки, мокрец, слепни.

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

До Великой Октябрьской социалистической революции территория Хабаровского края и Амурской области представляла экономически отсталую окраину России. Главная роль в ее экономике принадлежала золотодобыче. Известное развитие имело мукомольное производство. Небольшие предприятия (местного значения) имелись также в Хабаровске. В районе Николаевска-на-Амуре был развит промысел рыбы.

Свое настоящее развитие производительные силы Хабаровского края и Амурской области получили лишь в советские годы.

В Хабаровском крае основные промышленные предприятия сосредоточены в городах Хабаровске, Комсомольске, Биробиджане, Советской Гавани и Николаевске. Важнейшими отраслями народного хозяйства являются машиностроение, металлургия, металлообработка, элек-

https://jurassic.ru/

тротехническая, горнодобывающая, нефтеперерабатывающая, строительная, лесная, рыбная и другие отрасли промышленности. Быстро развиваются легкая и пищевая промышленность.

Машиностроительными заводами выпускаются суда, различное оборудование, механизмы, сельскохозяйственные и другие машины и т. д. Потребителями некоторых видов этой продукции являются не только соседние области, но и зарубежные страны. В течение семилетки появились новые заводы (кабельный, отопительного оборудования, трансформаторный, сельскохозяйственных машин и др.).

Большой размах промышленного и жилищного строительства обусловил быстрое развитие промышленности строительных материалов. В крае действует много кирпичных заводов, в том числе заводов силикатного кирпича, крупный цементный завод, заводы железобетонных изделий, рубероидный завод, известковые заводы и ряд других предприятий, снабжающих строительную промышленность необходимыми материалами. Обилие местных сырьевых ресурсов позволяет значительно увеличить производство строительных материалов, в том числе и таких новых, как керамзит, каменное литье и др.

Горная промышленность — одна из старейших в Хабаровском крае. В связи с открытием месторождений многих полезных ископаемых удельный вес их добычи значительно возрос.

Территория Хабаровского экономического района располагает крупными топливно-энергетическими ресурсами, на базе которых успешно развивается угледобывающая промышленность и построен ряд крупных теплоэлектростанций. Кроме того, имеются большие запасы торфа, которые пока почти не используются. Ведутся исследования гидроресурсов бассейна Амура. Первенцем большого гидроэнергетического строительства будет проектируемая ГЭС на р. Зее.

В экономике края значителен удельный вес лесной промышленности, главным образом южных районов. Наряду со строевым лесом в крае произрастают деревья, дающие прекрасный материал для изготовления фанеры и мебели. Кора амурского бархата (пробкового дерева) является сырьем для производства ценного теплоизоляционного материала — экспанзита. Огромные лесные богатства позволяют строить и расширять гидролизные и бумажно-целлюлозные предприятия.

Важной отраслью народного хозяйства является рыбная промышленность. На Охотском побережье, на берегах Амура и Татарского пролива созданы рыбокомбинаты и рыбозаводы. Построены консервные и коптильные заводы, холодильники.

Немало «мягкого золота» — пушного зверя — добывается в лесах Хабаровского края и Амурской области.

С каждым годом развивается легкая промышленность. Расширяются и строятся швейные, обувные, мебельные фабрики. В Амурске создается крупный целлюлозно-картонный комбинат. Работают прядильно-ткацкая фабрика и крупный фармацевтический завод, развивается полиграфическая промышленность.

Быстрыми темпами растет пищевая промышленность. Расширяются действующие и строятся новые предприятия. Работают несколько мясокомбинатов, большой масложиркомбинат, макаронные и кондитерские фабрики, хлебозаводы, пивные и спиртоводочные заводы.

В Амурской области, как уже отмечалось, наиболее развиты горнодобывающая, лесная, пищевая и металлообрабатывающая промышленность. В г. Благовещенске построено крупное предприятие, выпускающее оборудование для горнодобывающей промышленности. В южной части Амурской области имеются: завод, изготовляющий оборудо-

https://jurassic.ru/

вание для угольной промышленности, мотороремонтный, вагоноремонтный, авторемонтный заводы и завод сельскохозяйственного оборудования. В Благовещенске построена судостроительная верфь.

Золотодобыча в области была начата более ста лет тому назад. К 1915 г. добыча драгоценного металла составила свыше 200 *т*. Характерной особенностью того времени было отсутствие механизации и господство ручного труда. В настоящее время на приисках применяются современные механизмы: гидравлики, драги, экскаваторы, построены обогатительные фабрики.

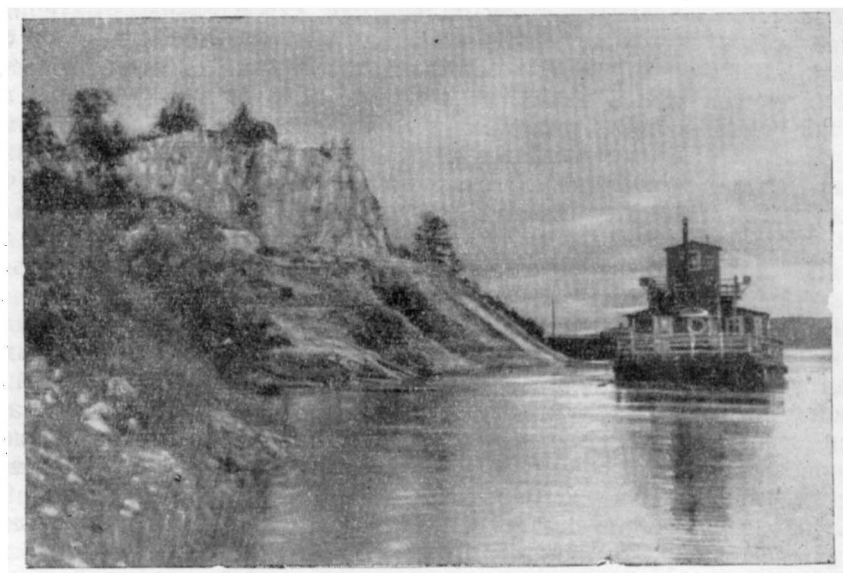


Рис. 12. Река Зея у пос. Чагоян. Фото Ю. Ф. Чемекова

Большой удельный вес в экономике области занимает угольная промышленность, удовлетворяющая потребность в энергетическом топливе не только области, но и Хабаровского края и железной дороги. Наиболее крупный угледобывающий район — Райчихинский. На базе месторождения построена электростанция. В связи с общим развитием экономики края, строительством промышленных предприятий и расширяющимся жилищным строительством развивается промышленность строительных материалов. Легкая промышленность обслуживает не только нужды области, но снабжает продукцией Хабаровский и Приморский края. Наиболее крупными предприятиями легкой промышленности здесь являются спичечная и мебельная фабрики и кожевенный завод.

На обширных пространствах Зейско-Буреинской низменности и на юге Хабаровского края располагаются плодородные почвы. Сравнительно теплое и влажное лето позволяет возделывать около 50 видов зерновых, овощных, кормовых и технических культур от таких скороспелых северных, как ячмень, до растений теплого пояса — сои, риса.

Из зерновых культур ведущей является яровая пшеница. Меньшее значение имеют овес, ячмень, просо, гречиха, рожь. Хорошо произрастают картофель, бобовые и овощные культуры: соя, горох, фасоль, капуста, томаты, корнеплоды и бахчевые.

Обилие пастбищ и возможность получения высоких урожаев кукурузы и других кормовых культур обеспечили быстрое развитие живот-

https://jurassic.ru/

новодства. Разводится крупный рогатый скот, овцы и свиньи. Создается товарное птицеводство. Обилие медоносных растений благоприятствует пчеловодству. В северных районах развито оленеводство.

Пути сообщения. Южная часть экономического района находится в наиболее благоприятных транспортных условиях. Ее пересекает с запада на восток железнодорожная двухколейная магистраль Москва — Владивосток, являющаяся основной транспортной артерией Дальнего Востока. Она соединяет крупные населенные пункты: Хабаровск, Биробиджан, Бурею, Белогорск, Свободный, Шимановскую и др. От этой магистрали отходит ряд веток (Белогорск — Благовещенск, Бурея — Райчихинск, Волочаевка 2-я — Комсомольск-на-Амуре — Советская Гавань и др.). К наиболее крупным шоссейным дорогам относятся: автотрасса Хабаровск — Владивосток, шоссейная дорога Биробиджан — Преображеновка — Архара — Райчихинск — Ивановка — Белогорск. Города Благовещенск и Свободный также соединяются шоссейной дорогой. Крупное транспортное значение имеет Амуро-Якутская магистраль, соединяющая ст. Большой Невер с г. Якутском, а также шоссе, проходящее от г. Свободного в верховьях р. Селемджи, до пос. Экимчан и продолжающееся далее к востоку до пос. Златоустовский. Грунтовые дороги сосредоточены также преимущественно в южных районах. Они соединяют населенные пункты с указанными железными и шоссейными дорогами.

Сухопутное сообщение в северной части описываемой территории поддерживается главным образом по горно-таежным тропам, обычно доступным для оленьего или конного вьючного транспорта.

Крупное транспортное значение имеет Амур и ее притоки: Зея (рис. 12), Уссури, Амгунь. Остальные реки доступны только для катеров и лодок. Использование водных путей сообщения имеет сезонный характер, ограничиваясь длительностью навигационного периода, который для нижнего течения Амура продолжается с середины — конца мая до середины октября. Экономическое значение морских путей сообщения по Японскому морю и Татарскому проливу значительно возросло после постройки железной дороги Комсомольск — Советская Гавань (порт Ванино). Через Советскую Гавань поддерживается пассажирское сообщение с Владивостоком, Николаевском-на-Амуре, Магаданом, Александровском-на-Сахалине, портами южной части Сахалина и Камчатки. Вдоль побережья совершают каботажные грузовые и грузо-пассажирские рейсы морские катера и пароходы. Экономическое значение Охотского моря велико. Снабжение населенных пунктов, расположенных на его побережье, а также вывоз продукции рыбокомбинатов производится исключительно морским транспортом.

https://jurassic.ru/

Глава III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Территория Хабаровского края и Амурской области занимает обширную горную страну, расположенную на восточной окраине Азиатского материка. Она входит в состав внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса. Ведущее значение здесь имеют мезозоиды Восточной Азии. Существенную роль играют и более древние докембрийские и палеозойские складчатые и платформенные сооружения. В их пределах, однако, широко развиты впадины, заполненные континентальными (нередко угленосными и предположительно нефтегазоносными) отложениями мезозоя, а также магматические образования (интрузии и поля вулканитов). С мезозойским магматизмом связаны эндогенные рудные месторождения.

На геологической карте Дальнего Востока бросается в глаза сложность и неоднородность его строения. На севере, в Алданском нагорье видны большие площади, занятые архейскими кристаллическими образованиями. В Учуро-Майском районе широко распространены верхнепротерозойские (синийские) и кембрийские отложения, образующие платформенный чехол. Южнее, на протяжении многих сотен километров, в хребтах Становом и Джугджуре широко развиты нижнепротерозойские гнейсы, кристаллические сланцы и массивно-кристаллические образования.

Преимущественно древние платформенные и складчатые сооружения развиты к северу от линии, проходящей по рекам Уркан, Арги (притоки р. Зеи) и Уде. Здесь отмечаются довольно крупные палеозойские и мезозойские интрузии.

От Верхнего Приамурья до Шантарских островов прослеживается почти лишенная интрузий складчатая полоса синийско-кембрийских и среднепалеозойских и, по новейшим данным, верхнепалеозойских отложений, слагающих южные склоны хребтов Тукурингра, Соктахан, Джагды, Тыльский и Бюко.

Центральное положение в рассматриваемой части Дальнего Востока, в пределах хр. Тураны и бассейна р. Буреи, занимает Буреинский массив, существенно сложенный гранитоидами различного, преимущественно палеозойского, возраста. Этот массив ранее занимал обширную территорию в пределах Амуро-Зейского района. В самом конце палеозоя — раннем мезозое он был разбит на отдельные блоки. Отложения позднего докембрия и возможно нижнего кембрия, выходящие на небольших площадях (хр. Малый Хинган, бассейн р. Мельгин), в прошлом имели, вероятно, более широкое распространение. По восточной и северной окраинам Буреинского массива развиты среднедевонские толщи.

Мезозойские и мезозойско-кайнозойские прогибы и впадины* на западе южной части рассматриваемой территории занимают подчинен-

* В настоящем томе под прогибами понимаются главным образом негативные структуры, связанные с геосинклинальным (доинверсионным) развитием территории. В тех случаях, когда прогибы занимают особое положение, они имеют соответствую-

https://jurassic.ru/

ное положение. В Верхнем Приамурье наблюдается широкое развитие морских юрских и меловых континентальных отложений. В пределах Зее-Буреинской (Нижнезейской) впадины они перекрыты рыхлым чехлом неогена. Юрские и меловые отложения развиты и в пределах Буреинского, Удского и Торомского прогибов.

К востоку от Буреинского массива обширную территорию восточной окраины материка занимают позднемезозойские складчатые сооружения левобережья р. Амура (хребты Куканский, Ванданский, Мяо-Чан, Мевачан и др.) и Сихотэ-Алиня. Подчиненное значение имеют среднепалеозойские и верхнепалеозойские отложения, слагающие хребты Куканский и Ванданский и отчасти западный склон Сихотэ-Алиня. Главным развитием здесь пользуются юрские и меловые отложения, распространенные на огромной площади Нижнего Приамурья, Восточного Сихотэ-Алиня и некоторых других местах. Важная роль принадлежит мезозойским (особенно позднемеловым) интрузиям, с которыми связаны месторождения редких металлов и золота. Широким развитием пользуются меловые и кайнозойские вулканогенные толщи. Рыхлыми неогеновыми и четвертичными отложениями заняты низменные пространства Средне-Амурской, Эворон-Чукчагирской, Тугуро-Нимеленской и других равнин.

Необходимо подчеркнуть значение в формировании геологических структур рассматриваемой территории глубинных разломов. Так, например, Алданский щит отделяется от зоны протерозоид серией мощных разломов (Становой, Алгаминский и др.). Южно-Тукурингрский разлом разделяет самостоятельные зоны палеозойско-мезозойской складчатой области, имеющие различный структурный план и состав формаций. Важную роль играют Куканский и Тастахский разломы, отделяющие Буреинский массив от более молодой Сихотэ-Алиньской складчатой области. Вдоль разломов (Восточно-Сихотэ-Алиньского, Прибрежного и др.) располагаются вытянутые на сотни километров вулканогенные пояса. Зоны разлома глубинного заложения имели, вероятно, решающее влияние и на распределение интрузий в Становике-Джугджуре, Буреинском массиве, Сихотэ-Алине и других местах. Вдоль многих зон разломов протягиваются полосы метасоматически и гидротермально измененных пород.

Неоднократно происходившая перестройка тектонического плана привела к весьма сложной картине размещения главнейших структурных элементов, краткое описание которых дается ниже.

На северо-востоке рассматриваемой территории располагается окраинная часть Сибирской платформы с выходом на поверхность архейских складчатых сооружений Алданского щита и синийско-кембрийским и юрским осадочным чехлом. Алданский щит, являющийся древнейшей частью Сибирской платформы, в течение весьма долгого времени испытывал тенденцию к поднятию. В мезозое он подвергся активизации, заключающейся в образовании впадин и внедрении щелочных интрузий Кет-Капа и др. На юго-востоке щита известны мезозойские впадины (Токинская и др.), заполненные главным образом юрскими континентальными угленосными толщами. Складчатый фундамент окраинной части платформы неоднороден по составу и возрасту. К востоку от оз. Токо в бассейне рек Бол. и Мал. Тыркан и в верховьях р. Уян находится Тырканское поднятие, в котором преобладают архейские или нижнепротерозойские кристаллические образования

щие названия — краевой, окраинный, платформенный и др. Впадинами называются послегеосинклинальные (послеинверсионные) структуры. В условиях материковой части Дальнего Востока они существенно заполнены континентальными толщами.— *Прим. ред.*

https://jurassic.ru/

(гнейсы, мраморы, кварциты, различные кристаллические сланцы), собранные в складки северо-западного простирания. Широким распространением пользуются синорогенные архейские граниты.

В Сутамском районе в архейской структуре четко выражены мезозойские блоковые перемещения. Опущенные участки заполнены континентальными отложениями юры и частично нижнего мела.

Тырканское поднятие отделено платформенным Улканским прогибом, выполненным почти горизонтально залегающими толщами верхнего протерозоя (синия) и нижнего кембрия, от Маймаканского поднятия, сложенного нижнепротерозойскими (по другим данным архейскими) гнейсами. К востоку от этого поднятия мощность синийских отложений постепенно возрастает.

В пределах развития синийско-кембрийского платформенного чехла, между р. Алдан и низовьями р. Маи, наблюдаются типичные платформенные структуры — валы и купола. Для платформенного магматизма синийского времени характерны интрузии центрального типа (обычно кольцевые) ультраосновных и щелочных пород (Кондер, Ингили и др.). Далее к северу распространены юрские континентальные толщи небольшой мощности. Они моноклинально и очень полого наклонены к северу и, возможно, входят в состав южной окраины Вилюйской синеклизы. Нижняя часть чехла сложена верхнепротерозойскими (синийскими) терригенно-карбонатными отложениями учурской, майской и уйской серий общей мощностью 2300—3600 *м*. Предполагается, что в Учуро-Майском районе накапливались наиболее древние на Сибирской платформе отложения позднего докембрия. Низы кембрия (юдомская свита) с размывом перекрывают более древние отложения, включая и синийские щелочные породы, имеющие абсолютный возраст 660—680 млн. лет. Мощность карбонатных нижне-среднекембрийских отложений составляет 700—900 *м*. Верхняя часть чехла сложена континентальными отложениями нижней (?) юры.

Крупный Нельканский разлом меридионального направления отделяет область спокойного залегания платформенных осадков с малыми и умеренными мощностями от области более интенсивного погружения и напряженных складчатых дислокаций. На восток от Нельканского разлома мощность синийских отложений увеличивается до 8500 *м* и изменяются их фации. Вместо карбонатных пород с прослоями алевролитов появляются мощные толщи кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников. Здесь наблюдаются складки с узкими гребневидными антиклиналями и весьма пологими широкими синклиналями. В ядрах антиклиналей, осложненных крутыми надвигами и сбросами, выходят нижние толщи синия. Синклинали выполнены пологолежащими нижнекембрийскими, пермскими и юрскими отложениями.

Структурная зона, расположенная к востоку от Нельканского разлома, выделяется под названием Юдомо-Майского (Предджугджурского) прогиба. Вероятно, что значительная его часть (примыкавшая к складчатой области) скрыта в настоящее время под юрскими и меловыми вулканогенными толщами.

Раннепротерозойская складчатая область Становика-Джугджура обрамляет с юга Алданский щит. Последний с позднего архея или раннего протерозоя приобрел черты устойчивой области, части «ядра» Сибирской платформы. На тектонические движения он реагировал как «жесткая глыба».

До настоящего времени остается нерешенным вопрос о том, к архею или к протерозою следует относить кристаллические образования Маймаканского и Омнинского поднятий. В зависимости от решения этого вопроса устанавливается южная граница Сибирской платформы. При

https://jurassic.ru/

выделении в упомянутых поднятиях протерозоя в состав фундамента платформы должна войти и вся раннепротерозойская область Становика-Джугджура. Если же принять архейский возраст гнейсов Маймаканского поднятия, то границу археид и протерозоид, а следовательно Сибирской платформы и складчатой области Становика-Джугджура уместно проводить по Становому (Алгаминскому) и другим разломам. В этом случае Главный Джугджурский анортозитовый массив будет четко вырисовываться в качестве пограничного плутона.

В пределах рассматриваемой территории раннепротерозойская складчатая область протягивается на расстоянии свыше 1000 *км*, описывая дугу, обращенную выпуклостью к югу. Зона сочленения архея и протерозоя выражена полосой сильно измененных пород (диафторитов, милонитов и катаклазитов). Местами в полосе стыка архейских и протерозойских структур можно наблюдать сложную перемежаемость клиньев пород архея и протерозоя. На северо-востоке раннепротерозойские образования, зажатые между серией параллельных разломов (Прибрежный, Джугджурский и др.), выходят узкой полосой. На западе протерозойская складчатая область расширяется и в бассейне р. Гилюй достигает 200 *км*.

В состав протерозойских структур в пределах хребтов Становика и Джугджура входят мощные толщи гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов и мраморов, сложенных в линейные, нередко крутые изоклинальные, складки с интенсивным развитием микроскладчатости. Существенное значение среди протерозоид имеют процессы мигматизации и калиевого метосоматоза. На много километров прослеживаются разрывы надвигового типа, сопровождаемые протяженными полосами катаклазированных и милонитизированных пород.

Сейчас трудно сказать, насколько широко протерозоиды были развиты в более южных районах Дальнего Востока. Известно, что в цоколе Буреинского массива местами выходят кристаллические образования, напоминающие таковые в складчатой области Становика-Джугджура. Близкие по составу породы описаны и в Чегдомынском краевом поднятии, обрамляющем восточную окраину Буреинского прогиба. В пределах Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья протерозоиды, по-видимому, глубоко погребены под более молодыми палеозойскими и мезозойскими отложениями.

Территория Дальнего Востока, расположенная к югу от приподнятой области протерозоид Становика-Джугджура, в течение палеозоя и мезозоя имела дифференцированный тектонический рельеф, обусловленный сложным сочетанием прогибов и поднятий. Здесь по истории геологического развития и типам структур можно выделить три крупных района. Первый протягивается из Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья на восток через верховья р. Селемджи в Западное Приохотье. Он входит в состав Охотской ветви Монголо-Охотской складчатой области. Во втором районе, расположенном к югу от Южно-Тукурингрского разлома, большое значение имеет крупная положительная структура Буреинского массива и врезанные по его краям мезозойские прогибы: Амуро-Зейский и Буреинский. И наконец, на востоке, в пределах левобережья нижнего течения Амура и Северного Сихотэ-Алиня, наблюдается сложная складчатая структура с более или менее отчетливо выраженными антиклинориями и синклинориями. Последний район является частью Сихотэ-Алиньской складчатой области.

По характеру мезозойского осадконакопления и типу мезозойских прогибов в Хабаровском крае и Амурской области выделяются только две области: Монголо-Охотская (в широком ее понимании с включе-

https://jurassic.ru/

нием в ее состав Буреинского массива) и Сихотэ-Алиньская. В первой из них мезозойские прогибы относятся к остаточным геосинклиналям с характерными флишоидными и молассовыми формациями. Во второй — в ранней стадии мезозойского осадконакопления существенную роль играли кремнисто-вулканогенные формации.

Охотская ветвь Монголо-Охотской складчатой области граничит с протерозоидами Становика-Джугджура по линии крупного глубинного разлома и вытянутым вдоль него впадинам. На северо-востоке к протяженному Прибрежному разлому примыкает узкий Айкондя-Аянский окраинный прогиб, сложенный в основном ордовикскими (?), силурийскими и девонскими отложениями небольшой мощности. В состав их, наряду с основными эффузивами, песчаниками, различными сланцами и известняками, входят значительные пачки конгломератов.

В качестве важной пограничной структуры выделяется Удский краевой прогиб с мощными заметно дислоцированными морскими юрскими отложениями в южной части, примыкающий к складчатой области, а также Верхнезейская межгорная впадина, выполненная, по-видимому, горизонтально или весьма пологолежащими верхнеюрскими, меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Удский краевой прогиб и Верхнезейская межгорная впадина разобщены Дуругинским порогом — участком, где, по-видимому, близко к поверхности подходит протерозойский кристаллический фундамент.

К югу от Удского краевого прогиба выделяется Тыльско-Шантарское краевое поднятие, сложенное девонскими (главным образом средне-верхнедевонскими), и по-видимому, более древними (нижнекембрийскими) осадочными и подводными морскими вулканогенными породами общей мощностью 7000—8000 *м*. Среди этих образований существенная роль принадлежит граувакковым песчаникам, яшмам, спилитам и известнякам. Девонские породы Тыльско-Шантарского краевого поднятия смяты в узкие линейные складки северо-восточного простирания. В полосе их распространения интрузий очень мало. Изредка наблюдаются массивы ультрабазитов условно палеозойского возраста и на о-ве Бол. Шантар интрузии меловых (?) гранитоидов. Весьма плохо изучена полоса среднепалеозойских и верхнепалеозойских складок, протягивающихся от бассейна р. Тором к Тугурскому заливу. Между этим районом и Тыльско-Шантарским краевым поднятием выделяется Томский внутренний прогиб, развивавшийся возможно на месте опущенного свода (центрального поднятия) среднепалеозойской структуры. В северо-восточной части прогиба, при приближении к Шантарским островам, верхнеюрские отложения имеют небольшую мощность и пологое залегание.

Особое место в Охотской ветви Монголо-Охотской складчатой области занимает полоса сравнительно однообразных неравномерно метаморфизованных песчано-сланцевых и зеленокаменных пород шириной 30—40 *км*, зажатая между Южно-Тукурингрским и Тукурингрским разломами. Вплотную к Южно-Тукурингрскому разлому примыкает зона микрокристаллических слюдистых (мусковито-полевошпато-кварцевых, актинолито-мусковитово-кварцевых, серицито-кварцевых и др.) сланцев, местами постепенно переходящих в филлиты. Эти породы, по-видимому, развивались в своеобразной «зоне смятия» с участием интенсивного рассланцевания. Любопытной, но еще не расшифрованной особенностью этой структуры является наличие куполовидных (изометрических или слегка вытянутых) участков, сложенных пологозалегающими кристаллическими сланцами и гнейсами, иногда переходящими в окружающие метаморфические породы. Такие «купола» изве-

https://jurassic.ru/

стны в Кербинском, Харгинском и Софийском золотоносных районах и их образование, вероятно, связано с процессами гранитизации и «всплыванием» размягченного тепловыми потоками более легкого гранитного материала. Эта мобилизация древнего, глубинного гранитного вещества могла происходить не в архейское или протерозойское время, а значительно позже — в позднем палеозое или даже мезозое.

Возраст метаморфических сланцев неясен. Большинством исследователей он признается синийско-нижнекембрийским. Вся эта приподнятая (по отношению к соседним мезозойским прогибам) полоса, почти лишенная интрузивных пород, носит название Джагдинского поднятия. К Тукурингрскому разлому тяготеют вытянутые в широтном или запад-северо-западном направлении впадины Хаимканская, Тыгдинская, выполненные морскими и континентальными юрскими отложениями.

На западе рассматриваемой территории полосой, вытянутой от р. Амазар до верховьев р. Деп, протягивается Ольдойское краевое поднятие, в северной части которого прослеживается зона сильно метаморфизованных пород, среднепалеозойского, или, возможно, синийско-кембрийского возраста. На юге этого поднятия преобладают среднепалеозойские (силур — нижний карбон) толщи терригенного и терригенно-карбонатного состава. В среднем палеозое, вероятно, существовал единый прогиб, вытянутый от Верхнего Приамурья до Шантарских островов.

К югу от Ольдойского краевого поднятия, в верхнем течении Амура и в Зейско-Депском районе, большое пространство занято морскими юрскими и, частично их перекрывающими, континентальными, меловыми и кайнозойскими отложениями. Выступами более древних пород они разъединены на два прогиба: Верхнеамурский и Амуро-Зейский. В Верхнеамурском прогибе мощность юрских песчаниково-сланцевых отложений достигает 4000—5000 *м*.

В пределах более сложно построенного Амуро-Зейского прогиба различаются две впадины: на западе — Ушумунская и на востоке — Зее-Буреинская (Нижнезейская). Верхнеюрские (возможно, морские) и нижнемеловые континентальные, местами угленосные и вулканогенные отложения смяты в пологие брахискладки. В позднем мелу и кайнозое в Зее-Буреинской впадине происходило прогибание и отложение континентальных осадков небольшой мощности. Эти отложения образуют широкие складки с углами падения в несколько градусов. На большой площади пласты цагаянской и кивдинской свит лежат горизонтально, что ясно наблюдается в месте добычи углей (Кивдо-Райчихинский район).

Особое положение в рассматриваемой части территории Дальнего Востока занимает глыбовая структура Буреинского массива. Угловатые его очертания свидетельствуют об ограничивающих его разломах. Кристаллическое основание массива сложено гнейсами и кристаллическими сланцами докембрия (протерозоя и быть может архея). Крупные площади в пределах массива заняты гранитными интрузиями различного возраста. По периферии его развиты вытянутые (параллельно его ограничениям) позднепалеозойские гранитные массивы. В еще плохо изученной центральной части преобладают раннепалеозойские (?) гранитные породы анатектитового типа. Роль и значение существенно карбонатных толщ позднедокембрийского и раннекембрийского возраста, известных на Малом Хингане и в бассейне р. Мельгина, еще неясна. Они могут рассматриваться либо в составе деформированного осадочного чехла массива, либо в качестве отложений, образовавшихся

https://jurassic.ru/

в парагеосинклинальных условиях. Некоторыми исследователями подчеркивается существенная роль послеверхнекембрийских (байкальских) движений в формировании Буреинского массива. Действительно, в его пределах нигде неизвестны отложения среднего и верхнего кембрия и ордовика. Большое значение, как уже упоминалось, имеет раннепалеозойский магматизм. Следует думать, что в состав чехла Буреинского массива входят и пологозалегающие среднедевонские гравелиты, песчаники и глинистые сланцы сравнительно небольшой мощности, обнаруженные в бассейне р. Мельгина. По окраине массива девонские отложения имеют мощность 1500—2000 *м* и входят в состав Урмийского окраинного прогиба.

Юго-восточная часть Буреинского массива, выделяемая под названием Хингано-Яуринского выступа, относится к сравнительно подвижной зоне, где в позднем докембрии и кембрии (?) накапливались мощные (около 3000 *м*) сланцево-карбонатные синийско-кембрийские толщи, смятые в крутые узкие складки. В ядрах синклиналей этой складчатой структуры выходят нижнекембрийские (по мнению некоторых геологов позднедокембрийские) отложения, имеющие в своем составе пачки кварцитов, содержащие промышленные концентрации железа и марганца.

В восточную часть Буреинского массива как бы врезан юрско-меловой прогиб того же названия, отделенный от расположенной восточнее позднемезозойской складчатой области Чегдомынским краевым поднятием, сложенным протерозойскими (или более древними) тастахскими гнейсами. Возможно, что Буреинский прогиб ранее протягивался довольно далеко на юг. С ним, по-видимому, были связаны находящиеся на его продолжении Тырминский и Гуджикский прогибы и ряд разрозненных в настоящее время мелких синклинальных структур, выполненных грубообломочными, отчасти угленосными, толщами верхнего триаса, юры и нижнего мела. В собственно Буреинском прогибе мощность юрских отложений, приуроченных главным образом к восточной его части, достигает 5000 *м*. Мощность меловых толщ, имеющих в своем составе рабочие пласты каменного угля, не превышает 2000 *м*. По возрасту и формационным типам все прогибы западной части Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Шилка-Газимурский, Торомский и Удский), относимые к Монголо-Охотской складчатой области, довольно близки. В нижней части слагающих их толщ преобладают морские песчаниково-сланцевые толщи (флишевые и флишоидного типов), а в верхних — грубообломочные, нередко угленосные, приближающиеся к молассам.

Крупные разломы отделяют Буреинский массив и Чегдомынское краевое поднятие от расположенной к востоку более молодой позднемезозойской складчатой области. Последняя накладывается на более древние структуры и как бы срезает ранее сформированные складчатые сооружения. Только в бассейне р. Нилана и, возможно, в еще мало исследованном бассейне р. Нимелена план древних среднепалеозойских структур и более молодых позднепалеозойских — мезозойских совпадает. Фундамент этой позднемезозойской области неясен. Но несомненно, что весьма широкое развитие в его пределах имеет девон.

В рассматриваемой части Сихотэ-Алиньской складчатой области преобладают значительной мощности верхнепалеозойские и мезозойские отложения. Седиментационная пауза здесь падает на ранний и средний триас. Главными положительными структурными элементами являются сложно построенные Ванданский и Центрально-Сихотэ-Алинь-

https://jurassic.ru/

ский антиклинории. Менее ясно положение Ниланского антиклинория, возможно связанного с запад-северо-западными структурами Охотской ветви Монголо-Охотской складчатой области. К югу от р. Амгуни происходит погружение Ниланского антиклинория под молодые мезозойские отложения. Пауканский разлом, ограничивающий этот антиклинорий с севера, возможно, продолжается далеко на восток.

По обе стороны от Ниланского антиклинория располагаются крупные синклинории: на севере Амгунский и на юге Горинский. В пределах этих структур развиты преимущественно юрские и меловые морские отложения амгуньской серии значительной мощности (свыше 3500 *м*). Особый интерес представляют выявленные в последние годы породы верхнего мела. Среди этих пород заметное участие принимают грубообломочные, туфогенные и вулканогенные (порфириты, реже спилиты) породы. Центрально-Сихотэ-Алиньский антиклинорий также окаймлен с обеих сторон синклинориями. На юге, к востоку от р. Уссури, это Нижнебикинский синклинорий, заполненный геосинклинальной серией осадков с преобладанием в низах (верхний триас — нижняя юра) кремнисто-спилитовых толщ, а в верхах (средняя — верхняя юра, нижний, местами может быть и верхний мел) песчаниково-сланцевых флишоидных толщ. Близкое строение имеет и Восточно-Сихотэ-Алиньский синклинорий. В пределах этого синклинория в западной части, прилегающей к Центрально-Сихотэ-Алиньскому антиклинорию, преобладают верхнетриасово-юрские толщи, содержащие мощные пачки кремнистых и зеленокаменных пород. В восточной части его преимущественно развиты более молодые юрские и меловые флишоидные толщи. Интрузивная деятельность на территории Сихотэ-Алиньской складчатой области, имеющая важное значение для размещения рудных месторождений, была приурочена к меловому времени. Здесь различаются ранне- и позднемеловые интрузивные комплексы (преимущественно различные гранитоиды). Размещение интрузивов контролируется крупными разломами северо-восточного и других направлений и ответвляющимися от них второстепенными разрывами. В некоторых районах (Верхнебуреинско-Амгуньском, Комсомольском, Нижнем Приамурье) наблюдается «кучное» расположение интрузий, возможно связанное с разломами в пределах погруженных древних глыб.

Для рассматриваемой территории характерна регенерация ранее стабилизированных структур, выражающаяся в широком развитии магматизма в интрузивной и эффузивной формах. Так, известны «цепочки» мезозойских золотоносных щелочных интрузий на Алданском щите (хр. Кет-Кап), «ряды» крупных юрских и меловых гранитоидных (существенно гранодиоритовых I) интрузий, важных в рудоносном отношении, в протерозойской складчатой области Становика-Джугджура, меловые (золотоносные?) интрузии в пределах Тыльско-Шантарского краевого поднятия и др. По окраинам материка и далеко в глубь него в юре и в мелу (частично и в кайнозое) в соответствии с направлением разломов (структурных швов) образовались вулканогенные пояса или связанные общим структурным направлением центры вулканической деятельности. Как правило, эти пояса образуют слабо изогнутые (в плане) впадины, обычно вытянутые вдоль пограничных структур. Эти впадины, заполненные продуктами деятельности наземных вулканов, часто одновозрастны характерным для Дальнего Востока континентальным впадинам, содержащим угленосные отложения.

К вулканогенным поясам окраинного типа относятся Восточно-Сихотэ-Алиньский (Приморский), обрамляющий восточный склон хр. Сихотэ-Алинь, и симметричный ему Западно-Сихотэ-Алиньский вул-

https://jurassic.ru/

каногенный пояс, а также Удско-Охотский вулканогенный пояс, составляющий южный фланг громадного Охотско-Чукотского пояса. Внутри материка выделяются Умлекано-Огоджинский и Хингано-Баджальский вулканогенные пояса. В тесной пространственной, а возможно и парагенетической связи с эффузивами находятся близповерхностные интрузии гранитоидов, с которыми связаны оловянная и вольфрамовая минерализации. Следует также упомянуть о весьма молодых базальтовых покровах, так называемых «плато-базальтах», известных на восточном и западном склонах Сихотэ-Алиня, вдоль окраин Буреинского массива и в некоторых других местах. Излияния основных лав, по-видимому, характерны для стадии, близкой к платформенной.

https://jurassic.ru/

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ (АРХЕЙ И НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ)

Сведения о древнейших породах, условно относимых к раннему докембрию, были впервые получены Д. Л. Ивановым, М. В. Ивановым, Л. Ф. Бацевичем, П. К. Яворовским, А. И. Хлапониным и Э. Э. Анертом в конце прошлого и в начале текущего столетия. Позднее данные о стратиграфии докембрия можно найти в трудах А. Н. Криштофовича, В. А. Обручева, Д. С. Коржинского, А. З. Лазарева, А. Н. Чуракова, А. А. Леонтовича, В. Н. Даниловича, М. Н. Доброхотова, С. А. Музылева, Г. П. Воларовича, В. В. Онихимовского, П. Н. Кропоткина, Ю. А. Ходака, Л. И. Красного, М. Г. Золотова, Ю. П. Рассказова, В. Н. Мошкина, Н. С. Шпак, В. М. Моралева, Ю. Б. Казмина, В. В. Васильевой, Л. В. Эйриша, А. П. Глушкова, А. Ф. Баранова, С. Ф. Усенко, С. С. Дарбиняна, Э. Л. Школьника и др.

Породы, относимые к раннему докембрию, особенно широко распространены в пределах хребтов Станового, Джугджура и Тукурингра и в Учуро-Майском районе, слагая юго-восточную часть Алданского щита и зону его протерозойского складчатого обрамления.

В южной части Дальнего Востока раннедокембрийские (досинийские) кристаллические образования известны в хребтах Малый Хинган, Турана, Буреинском.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

АЛДАНСКИЙ КОМПЛЕКС

Породы, относимые к архею, весьма широко распространены в северных частях хребта Станового и в бассейне верхнего течения р. Учур, слагая юго-восточную часть Алданского щита. Кроме того, в бассейнах рек Джаны, Маи-Половинной и Нюкжи они образуют отдельные тектонические блоки в пределах области протерозойской складчатости.

Основы современной стратиграфии архейских образований Алданского щита заложены Д. С. Коржинским (1935, 1936) и Ю. К. Дзевановским (1947, 1950), разработавшим для архея унифицированную стратиграфическую схему. Однако стратиграфический разрез архея юго-восточной части щита до последнего времени оставался слабоизученным. Составленная В. Н. Мошкиным (1959, 1960) на основе личных наблюдений и обобщения материалов Н. А. Ракова, П. А. Сушкова, В. А. Левченко, П. С. Матросова, А. Л. Лисовского, А. К. Матвеева, М. М. Лебедева, Н. С. Шпак и др. схема отражала лишь самые общие черты стратиграфии архея данной территории. Развернувшиеся в последние годы геологосъемочные и тематические работы, проводимые экспедициями ВАГТа (В. М. Моралев, Н. С. Шпак, В. И. Гольденберг, А. С. Филиппов, А. Г. Лосев, Ю. Б. Казмин, Г. В. Гиммельфарб) и

https://jurassic.ru/

ВСЕГЕИ (Г. Ю. Лагздина, В. Г. Тарасова, В. Н. Мошкин), позволили более детально изучить разрезы архея и существенно дополнить стратиграфическую схему. Новый материал по архейским стратифицированным образованиям западной части Станового хребта получен Т. А. Милаем, А. Н. Нееловым и Г. Н. Баженовой.

Нижняя часть разреза архея Станового хребта укладывается в унифицированную схему архея Алданского щита, разработанную Ю. К. Дзевановским и сопоставляется соответственно с иенгрской и тимптонской сериями и сутамской свитой. Верхняя часть разреза не находит себе аналогов в разрезах архея центральной и западной частей щита, где, вероятно, более высокие свиты, чем сутамская, отсутствуют. Эту часть разреза по литологии и стратиграфическому положению можно с некоторой условностью сопоставлять с хайканской свитой, выделенной Н. С. Шпак в крайней восточной части Алданского щита. Расчленение верхней части разреза на свиты произведено в основном по материалам Ю. Б. Казмина, Г. Б. Гиммельфарба, Н. С. Шпак и В. Н. Мошкина.

Иенгрская серия. Породы самой нижней в архейском разрезе иенгрской серии развиты в среднем течении р. Сутам и в верховьях р. Гонам, где они слагают несколько полос субмеридионального простирания. В состав серии входят гранатовые, силлиманитовые, гиперстеновые и роговообманковые плагиогнейсы с многочисленными прослоями кварцитов и крупными линзами кальцифиров и диопсид-скаполитовых пород. Типичными породами иенгрской серии являются кварциты, слагающие многочисленные пласты мощностью до нескольких метров. При частом переслаивании таких пластов с гнейсами образуются весьма характерные для иенгрской серии пачки. Разрез серии не постоянен в различных районах Станового хребта. Так, в верховьях р. Гонам, по данным Т. С. Долгих, в составе серии преобладают гиперстеновые, амфиболовые и силлиманитовые гнейсы, а в бассейне р. Сутам, по материалам М. М. Лебедева, широко развиты гранатовые гнейсы. Однако в связи с недостаточной изученностью этих районов трудно решить вопрос, имеем ли мы здесь дело с фациальными изменениями состава серии по простиранию или здесь выходят ее ранее неизвестные стратиграфические подразделения. Общая мощность иенгрской серии в пределах описываемого района равна 2000—3000 *м*.

К иенгрской серии условно относятся также гиперстенсодержащие кристаллические сланцы, высокоглиноземистые гнейсы и кварциты, слагающие, по данным А. Н. Неелова, Г. Н. Баженовой и Т. А. Милая, ряд крупных тектонических блоков в пределах западной части зоны Становика-Джугджура (верхнее течение р. Олекмы). Эти породы разделяются на две толщи* — нижнюю, состоящую из гранатовых, биотит-гранатовых, биотитовых гнейсов и кварцитов с видимой мощностью до 2000—2600 *м*, и верхнюю, представленную преимущественно гиперстенсодержащими кристаллосланцами. Видимая мощность верхней толщи 3000—3500 *м*.

Тимптонская серия. На породах иенгрской серии залегает мощная толща гиперстенсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов, отнесенная к тимптонской серии. Характер соотношения между этими сериями не совсем ясен. Ранее считалось, что они залегают согласно, причем этот вывод основывается М. М. Лебедевым и Т. С. Долгих на полевых наблюдениях в районе устья р. Бол. Даурки. В последние годы исследователи Алданского щита — Ю. К. Дзевановский, И. М. Фрумкин

* Г. Н. Баженова относит их к средней и верхней подсвитам чекчойской свиты архея.

https://jurassic.ru/

и др. пришли к выводу о наличии структурного несогласия между иенгрской серией, с одной стороны, и тимптонской и джелтулинской сериями, с другой.

В пределах Станового хребта тимптонская серия выделяется в двух районах, пространственно разобщенных между собой. В бассейне р. Сутам, по данным Т. С. Долгих, М. М. Лебедева и других исследователей развита толща биотит-гиперстеновых, двупироксеновых, амфибол-пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев, нередко переслаивающихся с амфиболитами. В верхней и нижней частях толщи встречаются пачки гранатовых гнейсов. Общая мощность этой толщи 2000—3000 *м*. По стратиграфическому положению и литологическому составу описанная часть разреза тимптонской серии, по-видимому, соответствует нижнесуннагинской и верхнесуннагинской свитам. На востоке к верхней части тимптонской серии — кюриканской свите относят толщу двупироксеновых, гиперстеновых, биотит-гиперстеновых, амфибол-пироксеновых и амфиболовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев с прослоями гранатовых гнейсов и линзами мраморов и кальцифиров, что свидетельствует о фациальных изменениях в составе свиты. Общая мощность свиты не превышает 2000 *м*. Породы кюриканской свиты встречаются также в бассейнах рек Джаны и Учура, слагая здесь, по данным В. В. Шиханова и В. Н. Мошкина, небольшие тектонические блоки.

Джелтулинская серия. Породы этой серии занимают обширные пространства в бассейнах рек Учура, Маи-Половинной, Утука и Туксани. Прежде значительная часть этих пород (мощная толща пироксенсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев) включалась в состав тимптонской серии. Работами Н. С. Шпак, Ю. Б. Казмина и Г. Б. Гиммельфарба установлено стратиграфическое положение и разработан подробный разрез джелтулинской серии, которая разделяется на три свиты (снизу вверх): сутамскую, худурканскую и альванарскую. Для сутамской свиты характерно преобладание гранатовых, биотит-гранатовых, графит-гранатовых плагиогнейсов, в ряде мест переслаивающихся с биотитовыми, гиперстеновыми и диопсидовыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, а также мраморами, кальцифирами и диопсидовыми породами. Благодаря такому составу сутамская свита является маркирующей в разрезе алданского комплекса, позволяя отделять пироксенсодержащие кристаллические сланцы и гнейсы тимптонской серии от сходных с ними по составу пород худурканской и альванарской свит. Границы между кюриканской и сутамской свитами проводятся по появлению в разрезе большого количества гранатовых и биотит-гранатовых гнейсов. Разрезы сутамской свиты изучены В. Н. Мошкиным, Г. В. Гиммельфарбом, Н. С. Шпак и другими геологами в бассейнах рек Аюмкана, Идюма, Толы, где установлено также налегание этой свиты на кюриканскую. Судя по указанным разрезам, сутамская свита, сохраняя постоянными главные особенности своего состава — преобладание гранатовых гнейсов, все же испытывает заметные фациальные изменения по простиранию. Так, в крайних восточных частях района (бассейн р. Учура), по данным Н. С. Шпак, в разрезе свиты, кроме гранатовых гнейсов, крупную роль играют биотитовые гнейсы. По направлению на запад, в бассейнах рек Толы и Маи-Половинной, количество биотитовых и роговообманковых гнейсов в разрезе сутамской свиты заметно сокращается, но зато появляются прослои и линзы мраморов и кальцифиров, а также пироксенсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов. Еще далее на запад, в бассейнах рек Идюма, Саргаканды и Утука роль карбонатных пород и пироксенсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов еще более возрастает. Эти породы

https://jurassic.ru/

согласно исследованиям Г. Б. Гиммельфарба и Ю. Б. Казмина здесь в ряде случаев составляют в сумме более половины мощности свиты. На крайнем западном участке развития сутамской свиты в бассейне р. Алгама (по данным В. А. Кудрявцева) количество карбонатных пород в ее составе вновь уменьшается, а количество гранатовых и биотитовых гнейсов возрастает. Мощность сутамской свиты неодинакова: наибольшая — в восточных районах, где достигает 4000 *м*, к западу — уменьшается и не превышает 2000—2500 *м*.

Вверх по разрезу гранатовые гнейсы и карбонатные породы сутамской свиты сменяются мощной толщей главным образом гиперстенсодержащих плагиогнейсов и кристаллических сланцев, выделенной в качестве худурканской свиты. Породы этой свиты распространены в бассейнах рек Утук, Ивак, в верховьях р. Зеи, по правобережью верхнего течения р. Маи-Половинной в бассейне р. Учуры. Стратиграфически свита делится на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Для характеристики строения худурканской свиты приведем ее разрез, изученный Ю. Б. Казминым в районе оз. Мал. Токо и в бассейнах рек Утук, Ивак (снизу).

Нижняя подсвита:

1. Лейкократовые биотитовые и пироксеновые плагиогнейсы с прослоями более мезократовых биотитовых и роговообманково-пироксеновых гнейсов	первые сотни метров
(Эта пачка залегает на гранатовых гнейсах и мраморах сутамской свиты)	
2. Меланократовые двупироксен-амфиболовые плагиосланцы с отдельными прослоями мезократовых сланцев двупироксен-амфибол-плагиоклазовых кристаллических и биотит-двупироксеновых плагиогнейсов	300 *м*
3. Биотит-гранатовые плагиогнейсы с прослоями лейкократовых биотитовых гнейсов и меланократовых двупироксен-роговообманково-плагиоклазовых кристаллических сланцев	150 „
4. Лейкократовые пироксеновые плагиогнейсы, тонкоперемежающиеся с меланократовыми пироксен-роговообманково-плагиоклазовыми сланцами	75 „
5. Мезократовые роговообманково-пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы	150 „
6. Лейкократовые пироксеновые плагиогнейсы, тонкопереслаивающиеся с амфиболитами, пироксеновыми амфиболитами, пироксен-роговообманково-плагиоклазовыми, скаполит-пироксен-плагиоклазовыми сланцами	120 „
7. Однородная толща лейкократовых биотит-гиперстеновых плагиогнейсов с прослоями и линзами пироксен-роговообманково-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов и редкими линзами мраморов и диопсид-скаполитовых пород	2000 „

Средняя подсвита:

1. Пестрые по составу кристаллические сланцы (роговообманково-двупироксен-плагиоклазовые, двупироксен-плагиоклазовые, биотит-двупироксен-плагиоклазовые, диопсид-роговообманково-плагиоклазовые и т. д.) с линзами мраморов, кальцифиров и диопсидовых пород	400—500 „
2. Переслаивающиеся гиперстеновые, биотит-гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы, мраморы, кальцифиры и диопсидовые породы с резко подчиненными прослоями пироксенсодержащих кристаллических сланцев, а также гранат-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы	1500—1600 „
3. Биотит-гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы с редкими прослоями кристаллических сланцев	700—800 „

Нередко (устье р. Ивак и др.) в связи с фациальными изменениями в разрезе подсвиты резко сокращается роль карбонатных пород, место которых занимают гиперстенсодержащие гнейсы. Среднюю подсвиту в этих местах трудно отличить от нижней.

Общая мощность средней подсвиты 2600—3000 *м*.

http://jurassic.ru/

Верхняя подсвита:

1. Монотонная толща темно-серых пироксенсодержащих кристаллических сланцев — магнетит-двупироксен-плагиоклазовых роговообманково-двупироксен-плагиоклазовых и биотит-роговообманково-двупироксен-плагиоклазовых. В подчиненном количестве присутствуют двупироксеновые и диопсидовые плагиогнейсы и роговообманковые пироксены.

Мощность подсвиты оценивается Ю. Б. Казминым в 2000—2500 *м*, В. Н. Мошкиным в 3000—3500 *м*.

Самой верхней частью разреза джелтулинской серии в описываемом районе является альванарская свита. В состав этой свиты входят разнообразные пироксенсодержащие, в основном существенно диопсидовые, кристаллические сланцы, а также мраморы, кальцифиры и диопсидовые породы, слагающие среди первых линзы мощностью от десятков сантиметров до 100—150 *м*. Кроме того, В. Н. Мошкиным в составе данной свиты в разрезах по кл. Утук-Макит и р. Утук отмечается широкое развитие биотитовых, биотит-роговообманковых и диопсидовых плагиогнейсов.

Мощность альванарской свиты достигает 1500—2000 *м*.

Как видно из описания свит, архейские стратифицированные образования состоят главным образом из трех групп пород: кристаллических сланцев основного состава, разнообразных пироксенсодержащих гнейсов и гранатовых гнейсов. Заметную роль в составе некоторых свит играют мраморы, кальцифиры, а также биотитовые и роговообманковые гнейсы.

Кристаллические сланцы основного состава представляют собой темные неяснополосчатые или массивные средне-, мелко- и реже крупнозернистые породы, состоящие главным образом из плагиоклаза и ромбического, и моноклинного пироксена. В различных комбинациях с пироксенами часто присутствуют роговая обманка и биотит. Количественные соотношения между указанными минералами варьируют в весьма широких пределах, обусловливая все разнообразие пород данной группы. Из акцессорных минералов в основных кристаллических сланцах почти постоянно присутствуют магнетит, циркон, пирит, апатит, реже гранат (пироп-альмандинового состава), шпинель, графит и сфен.

Разнообразные пироксенсодержащие гнейсы отличаются от соответствующих кристаллических сланцев более лейкократовым обликом, более кислым составом плагиоклаза, среди которого преобладают андезины, а также присутствием значительного (до 20—30%) количества кварца. В некоторых разностях гнейсов отмечается значительное количество калиевого полевого шпата. Цветные минералы — гиперстен, салит, а также встречающиеся с ними в различных сочетаниях роговая обманка и биотит по оптическим константам не отличимы от соответствующих минералов кристаллических сланцев. Состав акцессорных минералов в целом тот же, что и в кристаллических сланцах. Структура гнейсов гранобластовая, текстура гнейсовидная, часто полосчатая.

Следует отметить, что пироксенсодержащие гнейсы во многих случаях трудно отличить от послойно мигматизированных разностей кристаллических сланцев.

Гранатовые, гранат-биотитовые и графит-гранатовые гнейсы благодаря своей сравнительно светлой окраске и крупным зернам красного или буровато-красного граната хорошо выделяются среди других пород. В составе их, как правило, резко преобладают плагиоклаз типа олигоклаз-андезина или андезина и кварц, слагающие основную массу породы. Калиевый полевой шпат в виде микроклин-пертита присутствует обычно в графитизированных разностях

http://jurassic.ru/

гнейсов. Биотит, представленный красновато-коричневыми или зеленовато-бурыми разностями с достаточно высокой железистостью (Nm — от 1,648 до 1,662), концентрируется часто вместе с графитом и гранатом в параллельные цепочки. Количественные соотношения между цветными минералами варьируют в значительных пределах. Гранат, обычно образующий крупные (до 10 *мм*) порфиробласты с неровными очертаниями и многочисленными включениями кварца, графита и плагиоклаза, относится по составу к пироп-альмандинам (альмандина 50—65%, пиропа 20—39%). Из цветных минералов в небольшом количестве иногда встречаются гиперстен, салит и силлиманит. В состав акцессорных минералов входят циркон, пирит, ильменит, реже апатит, рутил и сфен. Структура пород гранобластовая, гетеробластовая и порфиробластовая, текстура — гнейсовидная, редко полосчатая.

Мраморы, играющие крупную роль в составе алданского комплекса, представлены главным образом кальцитовыми, реже доломит-кальцитовыми разностями белого, желтоватого и розоватого цвета и средне- и крупнозернистого сложения. Часто мраморы в той или иной степени замещены силикатными минералами, среди которых наиболее широко распространены диопсид, плагиоклаз, кварц, форстерит, скаполит, флогопит. Нередко мраморы бывают полностью замещены силикатными минералами, особенно диопсидом или плагиоклазом и кварцем.

Парагенетические ассоциации минералов, характерные для описанных архейских пород, свидетельствуют о том, что метаморфизм этих пород проходил в условиях гранулитовой фации.

Возраст алданского комплекса всеми исследователями принимается как архейский. Определения абсолютного возраста пород этого комплекса из центральных частей щита дали значения порядка 2700 млн. лет (Виноградов, Тугаринов и др., 1960).

Металлогеническое значение пород алданского комплекса недостаточно выяснено. В настоящее время вполне определенно можно говорить лишь о связи проявлений железа, связанного с некоторыми разностями основных кристаллических сланцев тимптонской и джелтулинской серий, о многочисленных проявлениях графита, приуроченных к гнейсам и карбонатным породам джелтулинской серии, и о связанных с карбонатными породами той же серии отдельных проявлениях флогопита.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

СТАНОВОЙ КОМПЛЕКС

Нижнепротерозойские стратифицированные образования, объединенные в становой комплекс (Мошкин, 1956, 1958), занимают обширные пространства на южных склонах хребтов Станового и Джугджура и на северных склонах хр. Тукурингры. В структурном отношении породы этого комплекса слагают южную зону протерозойского складчатого обрамления Алданского щита — зону Становика — Джугджура. Эта зона протягивается в субширотном направлении от бассейна р. Киран на востоке до бассейна верхнего течения р. Олекмы на западе, где она смыкается со структурами Байкальской горной области.

В состав станового комплекса входят главным образом биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманковые плагиогнейсы и амфиболиты. В подчиненном количестве, но достаточно часто встречаются гранатовые и эпидотовые разности этих гнейсов, а также двуслюдяные гнейсы, мраморы и кальцифиры. Кроме того, в отдельных

http://jurassic.ru/

местах в составе комплекса отмечено присутствие силлиманит-гранат-биотитовых, дистен-гранат-биотитовых, диопсид-роговообманковых и магнетит-роговообманковых гнейсов. В становом комплексе наблюдается частое переслаивание между собой пород различного состава. Даже преобладающие в его составе биотитовые и роговообманковые гнейсы крайне нередко слагают мощные однородные толщи, встречаясь обычно в виде слоев незначительной (1,5, реже до 20—30 *м*) мощности, перемежающихся между собой и с другими породами. Широко распространенные среди гнейсов и амфиболитов мигматиты (особенно артеритового типа) еще более подчеркивают резко полосчатый облик пород комплекса. Изучение стратиграфического разреза станового комплекса наталкивается на ряд серьезных трудностей, главнейшими из которых являются интенсивная дислоцированность нижнепротерозойских толщ, отсутствие во многих случаях достаточно надежных маркирующих горизонтов и интенсивный метаморфизм этих пород. В связи с этим разрезы станового комплекса были изучены крайне слабо. Принятая Хабаровским совещанием в 1956 г. рабочая схема стратиграфии докембрия зоны Становика — Джугджура (1958) отражала лишь самые общие черты строения станового комплекса и нуждалась в проверке и детализации. В последующие годы В. Н. Мошкиным, Ю. А. Альбовым, В. Ф. Зубковым, Г. Н. Баженовой, С. П. Нестеренко, Л. В. Терещенко, В. С. Федоровским и другими исследователями были получены новые материалы, обобщение которых дало возможность составить для хребтов Станового и Джугджура первый сводный стратиграфический разрез станового комплекса (Мошкин, 1960, 1961).

Развернувшиеся в последние годы в западной части Станового хребта и на хр. Тукурингра интенсивные геологосъемочные работы, проводимые ДВГУ (Ю. П. Рассказов, С. Н. Нестеренко и др.) и ВАГТом (Ю. Б. Казмин и др.), дали новый обширный материал по стратиграфии докембрия. Обобщение этих материалов еще не окончено, что затрудняет сопоставление изученных здесь разрезов со стратиграфическими разрезами других районов зоны Становика-Джугджура.

Восточная часть хр. Станового и хр. Джугджур

В составе нижнепротерозойских образований этой территории выделяются (снизу вверх) лучинская и удыхынская серии.

Лучинская серия. Породы лучинской серии широко распространены в пределах всей описываемой территории и представлены преимущественно роговообманковыми и биотит-роговообманковыми плагиогнейсами и амфиболитами с подчиненными прослоями и пачками гранатовых, эпидотовых и биотитовых разностей и линзами в основном кальцитовых мраморов и кальцифиров. Они слагают полосы субширотного простирания, протягивающиеся из бассейна р. Джаны на запад, по левому и правому берегам р. Маи-Половинной, в верховьях р. Лучи и среднем течении р. Удыхын и далее в бассейне р. Зеи.

В структурном отношении породы лучинской серии приурочены главным образом к ядрам антиклинальных или крыльям синклинальных складок первого порядка.

Наиболее детально разрез лучинской серии изучен по р. Зее в районе устья р. Джагармы. Здесь эта серия расчленяется на две свиты (снизу).

Джагарминская свита

1. Переслаивающиеся роговообманковые плагиогнейсы с линзами амфиболитов . . . . . 500 *м*

http://jurassic.ru/

2. Эпидот-биотитовые плагиогнейсы с прослоями эпидот-биотит-роговообманковых плагиогнейсов и их гранатовых разностей, с линзами амфиболитов . . . . . 150—200 *м*
3. Переслаивающиеся между собой роговообманковые плагиогнейсы и амфиболиты . . . . . 300—400 „
4. Биотит-роговообманковые плагиогнейсы с прослоями эпидот-биотитовых, гранат-эпидот-биотитовых и редкими линзами амфиболитов . 400—500 „
5. Эпидот биотитовые плагиогнейсы с прослоями гранат-эпидот-биотитовых плагиогнейсов . . . . . 300 „
6. Гранат-эпидот-биотитовые плагиогнейсы с прослоями роговообманковых плагиогнейсов . . . . . 100 „

Общая видимая мощность свиты 1750—2000 *м*.

Гамиканская свита

1. Амфиболиты . . . . . 150—200 *м*
2. Биотит-роговообманковые плагиогнейсы с прослоями гранат-биотитовых плагиогнейсов . . . . . 50—70 „
3. Гранат-биотитовые-роговообманковые, гранат-роговообманковые, роговообманковые плагиогнейсы . . . . . 200 „
4. Биотит-роговообманковые плагиогнейсы с прослоями биотитовых и гранат-роговообманковых плагиогнейсов . . . . . 500—600 „
5. Эпидот-роговообманковые плагиогнейсы . . . . . 50—70 „

Мощность гамиканской свиты 950—1140 *м*.

Общая мощность всей лучинской серии 2700—3000 *м*.

Разрезы лучинской серии изучены также в бассейнах рек Сивакана, Зеи (в районе р. Чамыкане), Маи-Половинной, Удыхына и др.

Сопоставляя все эти разрезы, можно видеть, что лучинская серия, сохраняя всюду постоянными главные черты своего строения (резкое преобладание в составе серии роговообманковых плагиогнейсов и амфиболитов), тем не менее испытывает заметные фациальные изменения по простиранию. Так, например, в бассейнах рек Джана, Мая-Половинная и Купури в составе этой серии широко развиты карбонатные породы, слагающие здесь линзы и прослои мощностью до десятков метров. По направлению на запад количество карбонатных пород в составе лучинской серии заметно сокращается, и в бассейне р. Сивакан они слагают лишь редкие мелкие линзы.

По простиранию меняется также относительное количество и положение в разрезе серии пачек гранатсодержащих гнейсов. Так, если в разрезе лучинской серии (правый приток р. Удыхын) мощные пачки этих гнейсов располагаются в самых верхах гамиканской свиты, то в разрезах по р. Зее, в районе устья р. Джагармы, они приурочены к средней части гамиканской свиты, а еще далее на запад, в нижнем течении р. Сивакан, богатые гранатом гнейсы встречаются преимущественно в верхних частях джагарминской свиты. В Майско-Джанинском междуречье и в бассейнах рек Удыхына, Гамикана, в низовье р. Сивакана гранатовые гнейсы в разрезах лучинской серии встречаются редко. Количество и положение в разрезе серии биотитовых и эпидотовых разностей гнейсов также заметно меняется по простиранию.

Следует отметить, что в ряде случаев фациальные изменения в разрезе серии происходят достаточно резко и обнаруживаются на расстоянии 5—7 *км* (разрезы по рекам Удыхын и Эльга). Не исключено, что иногда увеличение количества биотитовых гнейсов зависит не от фациальных изменений состава первичных пород, а от более поздних наложенных процессов биотитизации.

Общая (видимая) мощность лучинской серии, по-видимому, достигает 3300—4000 *м*.

Удыхынская серия. Над лучинской серией залегает удыхынская серия, в составе которой резко преобладают биотитовые гнейсы. Взаимоотношения между этими сериями наблюдались В. Н. Мошкиным,

http://jurassic.ru/

Ю. А. Альбовым и др. по рекам Зея, Удыхын, Ток и Сивакан. Граница между сериями в большинстве случаев расплывчатая: вверх по разрезу среди роговообманковых гнейсов лучинской серии постепенно увеличивается количество биотитовых гнейсов, и, наконец, они начинают преобладать. Именно такой характер перехода между сериями наблюдается в разрезе по р. Зее в районе устья р. Джагармы, в верхнем и нижнем течении р. Сивакан и по р. Удыхын. Однако нередко обнаруживаются достаточно четкие границы между сериями. Так, например, в разрезах по рекам Эльге и Зее, в районе устья р. Гамикана, роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы лучинской серии резко сменяются мощными толщами биотитовых или эпидот-биотитовых гнейсов, относящимися к удыхынской серии.

Породы удыхынской серии в пределах описываемого района развиты также широко, как и породы лучинской серии. Они слагают обширные пространства в широтной части р. Маи-Половинной, в верховьях р. Удыхына по берегам р. Зеи, выше и ниже устья р. Гамикана и в бассейне р. Сивакана, будучи приурочены к ядрам синклинальных или крыльям антиклинальных складок первого порядка.

Наиболее полный разрез удыхынской серии изучен по р. Удыхын (выше устья р. Кукур) и в нижнем течении р. Сивакана.

На р. Удыхын при движении с юга на север вверх по реке устанавливается следующее строение удыхынской серии, разделяющейся здесь на две свиты (снизу).

Сиваканская свита

1. Переслаивающиеся биотитовые и роговообманковые плагиогнейсы залегают на роговообманковых гнейсах и амфиболитах лучинской серии и представляют собой по существу переходную между сериями пачку пород . . . . . 400 *м*
2. Биотитовые плагиогнейсы . . . . . 1000—1500 „

Куманская свита

1. Амфиболиты . . . . . 50—70 „
2. Тонкополосчатые биотитовые и реже двуслюдяные плагиогнейсы с отдельными прослоями эпидот-биотитовых плагиогнейсов и линзами мраморов и кальцифиров . . . . . 1000 „

Общая мощность удыхынской серии в этом разрезе 2300—3000 *м*.

Верхняя часть удыхынской серии — куманская свита детально изучена В Н. Мошкиным, составившим ее разрез по р. Лавле (снизу).

1. Салито-роговообманково-эпидотовые, эпидот-роговообманковые плагиогнейсы с прослоями роговообманково-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов и редкими линзами амфиболитов и кальцифиров . . 50—70 „
2. Эпидот-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы с прослоями роговообманково-эпидотовых и тонкополосчатых биотитовых плагиогнейсов 200—250 „
3. Гранат-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы с прослоями двуслюдяных и роговообманково-эпидотовых и тонкополосчатых биотитовых плагиогнейсов . . . . . 100 „
4. Салит-роговообманково-эпидотовые, эпидот-роговообманковые плагиогнейсы с прослоями роговообманково-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов и редкими линзами амфиболитов, гранатовых амфиболитов и кальцифиров . . . . . 90—100 „
5. Биотитовые, реже эпидот-биотитовые плагиогнейсы с прослоями гранат-биотитовых, гранат-роговообманково-биотитовых, роговообманково-биотитовых и роговообманковых плагиогнейсов и амфиболитов . . . . . 100—150 „
6. Гранат-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы . . . . . 20—30 „
7. Эпидот-роговообманковые и гранат-биотит-роговообманковые гнейсы с гранатом, с линзами кальцифира и амфиболита . . . . . 10—15 „
8. Роговообманково-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы с прослоями биотит-роговообманковых и гранат-биотитовых плагиогнейсов . . 100—150 „
9. Гранат-эпидот-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы . . . . 20—25 „
10. Эпидот-салит-роговообманковые плагиогнейсы . . . . . 2,5—2,0 „

http://jurassic.ru/

Выше на эти породы налегают гранат-роговообманковые и роговообманковые плагиогнейсы лавлинской свиты.

Общая мощность куманской свиты в разрезе по р. Лавле измеряется в пределах 700—900 *м*. Самые нижние части куманской свиты, представленные, судя по разрезам других районов, пачками тонкополосчатых биотитовых гнейсов, в разрезе по р. Лавле отсутствуют: они срезаны здесь крупным разломом.

Сопоставляя отдельные разрезы удыхынской серии, можно видеть, что хотя основные черты ее строения и состава (резкое преобладание биотитовых разностей гнейсов) всюду сохраняются постоянными, серия испытывает заметные фациальные изменения по простиранию. Они выражаются в изменении количества и положения в разрезе гранатовых, эпидотовых и роговообманковых разностей гнейсов. Для примера можно сравнить разрезы по рекам Эльга и Сивакан (верхнее течение), где в составе серии много гранатсодержащих гнейсов, и разрезы по рекам Удыхын, Зея (в районе р. Гамикан) и Сивакан (нижнее течение), где такие гнейсы практически отсутствуют. В западных частях района (реки Сивакан, Ток) в составе серий отсутствуют карбонатные породы, хотя на востоке они встречаются не очень редко (реки Лавля, Мая-Половинная, Удыхын). То же можно сказать о пачках эпидот-салит-роговообманковых плагиогнейсов, отмеченных в составе куманской свиты на р. Лавле и отсутствующих в других разрезах.

Общая мощность удыхынской серии достигает 4000 *м*, а может быть и более.

Лавлинская свита. Над удыхынской серией залегают породы лавлинской свиты, в состав которой входят главным образом биотит-роговообманковые, роговообманковые плагиогнейсы, их гранатовые разности и амфиболиты. Среди них встречаются многочисленные прослои и пачки биотитовых; гранат-биотитовых, эпидот-салит-роговообманковых плагиогнейсов и линзы мраморов и кальцифиров. Эта свита начинает разрез новой, третьей серии — киранской. Породы лавлинской свиты распространены лишь в восточной части описываемого района (бассейн рек Киран и Немуй), будучи в структурном отношении приурочены к ядрам крупных синклинальных складок первого порядка, в местах их максимального погружения. Северные крылья этих складок почти повсеместно опрокинуты на юг, благодаря чему распространенные здесь нижнепротерозойские породы характеризуются азимутами падения в северных румбах.

Соотношение лавлинской свиты с куманской четко устанавливается на р. Лавле (Мошкин, 1958, 1959). Здесь на пачке гранат-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов, содержащих в верхах горизонт эпидот-диопсид-роговообманковых гнейсов куманской свиты, залегают гранат-роговообманковые плагиогнейсы, относящиеся к лавлинской свите. Обобщенный разрез по р. Лавле нижней половины этой свиты следующий (снизу):

1.	Гранат-роговообманковые и роговообманковые плагиогнейсы с прослоями биотитовых, биотит-роговообманковых гранат-биотит-роговообманковых плагиогнейсов, амфиболитов, мраморов и кальцифиров	120—180 *м*
2.	Биотитовые, реже биотит-роговообманковые и гранат-эпидот-биотитовые плагиогнейсы	50—70 „
3.	Гранат-эпидот-биотитовые плагиогнейсы с прослоями биотит-роговообманковых плагиогнейсов	70—100 „
4.	Гранат-биотит-роговообманковые плагиогнейсы с прослоями биотит-роговообманковых и биотитовых плагиогнейсов	30—40 „
5.	Гранат-эпидот биотитовые плагиогнейсы	20—25 „
6.	Роговообманковые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы с прослоями роговообманково-биотитовых, биотитовых, эпидот-роговообманковых плагиогнейсов и линзами амфиболитов	90—100 „

http://jurassic.ru/

7. Гранат-роговообманковые, гранат-биотит-роговообманковые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы, пронизанные пластовыми телами роговообманковых, салит-роговообманковых и биотитовых плагиогранитов анатектитового типа . . . . . 70—80 *м*
8. Амфиболиты с прослоями гранат-биотит-роговообманковых плагиогнейсов . . . . . 75 „
9. Гранат-роговообманковые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы с прослоями роговообманковых и биотитовых плагиогнейсов и линзами гранатовых амфиболитов мраморов и кальцифиров . . . 75—80 „
10. Роговообманковые мигматиты (по амфиболитам) и роговообманковые плагиогнейсы с прослоями и линзами мраморов, гранат-салит-роговообманковых кальцифиров, диопсидовых пород, гранат-биотит-роговообманковых и эпидот-салит-роговообманковых плагиогнейсов . . . 100—110 „
11. Биотитовые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы и их гранатовые разности с многочисленными прослоями гранатовых амфиболитов. В пачке гнейсов располагаются тела биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогранитов анатектитового типа . . . . . 100—150 „
12. Биотит-роговообманковые, роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы и их гранатовые разности с многочисленными линзами гранатовых кальцифиров и реже амфиболитов . . . . . 100—110 „
13. Гранат-биотитовые, гранат-роговообманково-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы . . . . . 70—90 „
14. Биотит-роговообманковые, роговообманковые гнейсы и их гранатовые плагиогнейсы с прослоями биотитовых плагиогнейсов и гранатовых кальцифиров . . . . . 25—40 „

Более высокие горизонты в разрезе по р. Лавле, по-видимому, замещены телом биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогранитов анатектитового типа. Судя по реликтам, встречающимся в гранитоидах, эти горизонты были представлены амфиболитами и биотитовыми плагиогнейсами.

Общая мощность лавлинской свиты в этом разрезе составляет 1000—1200 *м*.

Верхняя половина лавлинской свиты изучена в разрезе по р. Гиге (левый приток р. Киран), где обнажаются главным образом породы, слагающие северное опрокинутое крыло синклинальной складки и ее ядро; южное же крыло этой структуры в значительной степени уничтожено интрузией меловых гранитов. Лавлинская свита имеет здесь следующий стратиграфический разрез (снизу).

1. Роговообманковые мигматиты (по амфиболитам) и плагиогнейсы с прослоями биотит-роговообманковых и гранат-биотитовых плагиогнейсов и эпидот-гранатовых и салит-роговообманково-плагиоклазовых пород. В пределах данной пачки располагаются пластовые тела гранитоидов анатектитового типа . . . . . 200—300 *м*
2. Эпидот-биотитовые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы с прослоями роговообманковых и гранат-роговообманково-биотитовых гнейсов. В пределах пачки располагается большое количество мелких пластовых тел гранитоидов анатектитового типа . . . . . 200—300 „
Пачки 1 и 2 сопоставляются с пачками 12—14 разреза по р. Лавле.
3. Амфиболиты* с отдельными прослоями биотит-роговообманковых гнейсов . . . . . 800—1000 „
4. Гранат-биотит-роговообманковые и роговообманковые плагиогнейсы и амфиболиты с прослоями биотит-роговообманковых плагиогнейсов. Часть данной пачки замещена крупными пластовыми телами гранитоидов анатектитового типа . . . . . 300—500 „
5. Амфиболиты, среди которых преобладают гранатовые разности с прослоями гранат-биотит-роговообманковых плагиогнейсов . . . . 100—150 „
6. Гранат-биотит-роговообманковые и гранат-роговообманково-биотитовые плагиогнейсы с прослоями биотит-роговообманковых и биотитовых плагиогнейсов и линзами гранат-эпидотовых пород и гранатовых амфиболитов . . . . . 200—300 „

Мощность части лавлинской свиты, обнажающейся по р. Гиге, составляет 1800—2650 *м*. Общая мощность лавлинской свиты достигает 2500—3000 *м*.

* Не исключено, что часть амфиболитов имеет интрузивное происхождение.

http://jurassic.ru/

О фациальных изменениях в составе свиты судить трудно в связи с недостаточной изученностью и ограниченным площадным распространением ее. Учитывая наблюдения В. Ф. Зубкова, можно считать, что количество карбонатных пород и амфиболитов в разрезе свиты непостоянно, и в ряде случаев (левые притоки р. Немуй) карбонатные породы из разреза исчезают, а амфиболитов становится меньше.

Западная часть хр. Станового и хр. Тукурингра

Становой комплекс этой территории в настоящее время разделяется Ю. Б. Казминым, Л. М. Копаевичем, Ю. П. Рассказовым и др. на три серии — иликанскую, брянтинскую и усть-гилюйскую. Эти серии разобщены интрузиями или разломами, благодаря чему нормальные стратиграфические соотношения между ними не выяснены.

Иликанская серия. Породы иликанской серии распространены в бассейнах рек Гилюя, Нюкжи и Зеи. По литологическому составу они разделяются на пять согласно залегающих свит (снизу): джигдалинскую, чимчанскую, урюмскую, унахинскую и джаянскую.

Джигдалинская свита, слагающая ядро антиклинали в верховьях р. Иликан (бассейн р. Гилюя), представлена в основном биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми и роговообманковыми плагиогнейсами. Подчиненное значение в ее составе имеют амфиболиты. Обобщенный разрез свиты следующий (снизу).

1. Роговообманковые плагиогнейсы с редкими прослоями биотит-роговообманковых плагиогнейсов	420 *м*
2. Роговообманково-биотитовые плагиогнейсы с прослоями биотит-роговообманковых плагиогнейсов и амфиболитов	270 „
3. Роговообманковые плагиогнейсы	60 „
4. Биотит-роговообманковые плагиогнейсы с прослоями роговообманково-биотитовых плагиогнейсов и амфиболитов	180 „
5. Роговообманковые плагиогнейсы	70 „
6. Переслаивание биотит-роговообманковых и роговообманково-биотитовых плагиогнейсов. Редкие прослои и линзы роговообманковых плагиогнейсов и амфиболитов	350—370 „
7. Роговообманковые плагиогнейсы	80 „

Общая мощность свиты по разрезу 1380—1400 *м*.

Залегающая стратиграфически выше *чимчанская свита* наиболее хорошо изучена на правобережье р. Гилюя и в бассейне р. Иликана. Характерной чертой этой свиты является преобладание в разрезе дистен-биотитовых, гранат-дистен-биотитовых и двуслюдяных дистенсодержащих плагиогнейсов. Значительно реже в ней встречаются биотитовые и роговообманковые плагиогнейсы и амфиболиты с гранатом. Гнейсы с дистеном, как правило, имеют ржаво-бурый цвет. Стратиграфический разрез свиты, составленный по р. Иликану, следующий (снизу).

1. Гранат-дистен-биотитовые, гранат-дистен-двуслюдяные плагиогнейсы с линзами и прослоями амфиболитов и роговообманковых плагиогнейсов	300 *м*
2. Переслаивание биотитовых, дистен-биотитовых и роговообманково-биотитовых плагиогнейсов	170 „
3. Биотитовые и двуслюдяные плагиогнейсы с редкими прослоями гранатовых амфиболитов и роговообманковых плагиогнейсов	390 „
4. Роговообманковые плагиогнейсы	60 „
5. Двуслюдяные плагиогнейсы с прослоями биотитовых и роговообманково-биотитовых плагиогнейсов	220 „
6. Дистен-биотитовые и дистен-двуслюдяные плагиогнейсы с прослоями и линзами гранатовых амфиболитов и роговообманковых плагиогнейсов	200 „

Общая мощность свиты 1300—1400 *м*.

К юго-востоку от р. Иликана, в бассейне р. Ульдегита, некоторая часть слоев и горизонтов плагиогнейсов с дистеном фациально заме-

http://jurassic.ru/

щается биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами. Кроме того, в средней части свиты появляются линзы и слои кварцитов.

Урюмская свита характеризуется постоянным составом. В ней преобладают роговообманковые плагиогнейсы и амфиболиты. Биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые гнейсы играют явно подчиненную роль. Образования этой свиты широко распространены в бассейне р. Иликан и на правобережье р. Брянты. Разрез ее по р. Иликану следующий (снизу).

1. Роговообманковые плагиогнейсы с прослоями биотитовых, роговообманково-биотитовых плагиогнейсов и линзами амфиболитов	300 *м*
2. Амфиболиты	60 „
3. Переслаивание роговообманковых и роговообманково-биотитовых плагиогнейсов. Подчиненные слои и линзы амфиболитов	280 „
4. Роговообманковые плагиогнейсы с прослоями амфиболитов	170 „
5. Биотитовые плагиогнейсы	40 „
6. Роговообманковые плагиогнейсы с прослоями амфиболитов и биотит-роговообманковых плагиогнейсов	350 „

Общая мощность свиты 1250 *м*.

В бассейне р. Брянты мощность свиты увеличивается до 1600—1800 *м*, а в западной части Станового хребта превышает 2500—3000 *м*.

Унахинская свита, так же как и чимчанская, содержит высокоглиноземистые плагиогнейсы. Однако, в отличие от последней, слои и пачки гнейсов с дистеном встречаются сравнительно редко, имеют меньшую мощность и характеризуются бедным содержанием дистена. Часто они совсем выклиниваются, замещаясь по простиранию биотитовыми, гранат-биотитовыми и двуслюдяными плагиогнейсами. Преобладанием в свите пользуются роговообманково-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы. Изредка встречаются линзы кварцитов и амфиболитов. Стратиграфическая последовательность напластования слоев по р. Иликану следующая (снизу):

1. Дистен-биотитовые и гранат-двуслюдяные плагиогнейсы с пачками биотит-роговообманковых и роговообманково-биотитовых плагиогнейсов	300 *м*
2. Амфибол-биотитовые плагиогнейсы с прослоями биотит-роговообманковых плагиогнейсов и амфиболитов	280 „
3. Переслаивание биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов. Подчиненные маломощные слои двуслюдяных плагиогнейсов	210 „
4. Биотит-роговообманковые плагиогнейсы с прослоями гранат-биотитовых плагиогнейсов и гранатовых амфиболитов	330 „
5. Биотитовые и двуслюдяные плагиогнейсы, иногда с дистеном	70 „

Общая мощность 1190 *м*.

Венчающая иликанскую серию *джаянская свита* сохранилась в ядре синклинали по р. Джаяну (правый приток р. Иликана) и в бассейне р. Угана. Эта свита состоит из перемежающихся слоев биотитовых, роговообманково-биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогнейсов. Обобщенный разрез ее следующий (снизу).

1. Роговообманково-биотитовые плагиогнейсы с пачками и прослоями биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогнейсов	700 *м*
2. Переслаивание роговообманковых плагиогнейсов и амфиболитов с биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами	180 „
3. Переслаивание роговообманково-биотитовых плагиогнейсов с биотитовыми и биотит-роговообманковыми плагиогнейсами	300 „
4. Биотитовые плагиогнейсы	220 „
5. Роговообманковые плагиогнейсы, амфиболиты с подчиненными прослоями роговообманково-биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогнейсов	170 „
6. Переслаивание биотитовых и роговообманково-биотитовых плагиогнейсов. Редкие пачки биотит-роговообманковых плагиогнейсов	400 „

Мощность свиты по разрезу 1970 *м*.

Общая мощность всей иликанской серии 7000—7500 *м*.

Стратиграфическое положение иликанской серии в общем разрезе станового комплекса точно не установлено; от пород брянтинской серии

http://jurassic.ru/

она отделена крупными телами древнестановых гранитоидов и основных пород майско-джанинского комплекса. Анализ региональных структур позволяет предполагать, что иликанская серия подстилает брянтинскую серию. Это предположение подтверждается залеганием габброидных тел майско-джанинского комплекса дискордантным по отношению к структурам иликанской серии и согласным по отношению к структурам брянтинской серии.

Брянтинская серия. Породы брянтинской серии слагают ядро крупной синклинали в бассейнах рек Брянты, Утугоя и Мульмуги. В отличие от иликанской серии, брянтинская состоит преимущественно из пород роговообманкового состава — различных роговообманковых плагиогнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов. Подчиненное значение в ней имеют биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы, количество которых постепенно увеличивается к верхам серии.

По литологическому составу брянтинская серия разделена на три свиты: мульмугинскую, утугойскую и гудынскую.

Мульмугинская свита состоит из мелкозернистых роговообманковых плагиогнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, среди которых встречаются прослои роговообманково-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов и сланцев. В верхах свиты залегает пачка биотитовых плагиогнейсов и сланцев мощностью 200—300 *м*.

Мощность мульмугинской свиты около 3000 *м*.

Согласно на мульмугинской свите залегает *утугойская свита*. В ее составе несколько уменьшается роль амфиболитов и роговообманковых плагиогнейсов и сланцев и увеличивается количество биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогнейсов. Свита характеризуется переслаиванием биотит-роговообманковых, роговообманковых и биотитовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев, которым подчинены отдельные прослои и линзы амфиболитов.

Мощность свиты 1500—2000 *м*.

Гудынская свита, залегающая в верхах брянтинской серии, содержит еще большее количество биотитовых плагиогнейсов. Наряду с ними в ее составе широко развиты гранат-биотитовые плагиогнейсы и реже кварциты. Роговообманковые плагиогнейсы и амфиболиты в этой свите имеют подчиненное значение.

Мощность свиты более 2000 *м*.

Общая мощность брянтинской серии достигает 7000 *м*.

Усть-гилюйская серия. Породы усть-гилюйской серии, представленные главным образом биотитовыми, биотит-роговообманковыми и роговообманковыми плагиогнейсами, приурочены к осевой части хр. Тукурингра, протягиваясь вдоль него в субширотном направлении на расстоянии свыше 400 *км*. По литологическому составу эта серия отчетливо разделяется на три согласно залегающие свиты (снизу): арбинскую, мотовинскую и минжакскую.

Арбинская свита представлена разнообразными биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами, часто содержащими гранат. Нередко в составе ее встречаются слои эпидот-биотитовых плагиогнейсов. В нижней части свиты, обнаженной в верховьях рек Бол. и Мал. Чимчана преобладают роговообманковые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы с прослоями и линзами мраморов.

Мощность этой части разреза составляет 200—300 *м*.

Выше разрез наращивается по р. Мотовой, где наблюдается следующий характер чередования (снизу):

http://jurassic.ru/

1. Переслаивание роговообманковых и роговообманково-биотитовых плагиогнейсов . . . . . 200 *м*
2. Переслаивание роговообманково-биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогнейсов . . . . . 400 „
3. Переслаивание гранат-биотитовых, эпидот-гранат-биотитовых и тонкополосчатых биотитовых плагиогнейсов . . . . . 600 „
4. Тонкополосчатые биотитовые плагиогнейсы . . . . . 300 „
5. Переслаивание тонкополосчатых биотитовых плагиогнейсов с гранат-биотитовыми плагиогнейсами . . . . . 150 „

Общая мощность свиты 1850—1950 *м*

Примерно такой же разрез известен и по р. Бол. Бекельдеуль (левый приток р. Зеи).

Мотовинская свита сложена преимущественно тонкополосчатыми биотитовыми и, в меньшей степени, роговообманково-биотитовыми плагиогнейсами. В подчиненном количестве в ней присутствуют грубополосчатые роговообманковые плагиогнейсы и очень редко амфиболиты. Контакт между ними и арбинской свитой проводится по последнему горизонту гранат-биотитовых гнейсов.

Обобщенный разрез мотовинской свиты по р. Зее следующий (снизу).

1. Тонкополосчатые биотитовые плагиогнейсы с линзами амфиболитов . . 50 *м*
2. Тонкополосчатые биотитовые плагиогнейсы . . . . . 400 „
3. Тонкополосчатые биотитовые плагиогнейсы с линзами амфиболитов . . . 80 „
4. Тонкополосчатые биотитовые плагиогнейсы с прослоями роговообманково-биотитовых плагиогнейсов . . . . . 300 „
5. Грубозернистые биотит-роговообманковые плагиогнейсы . . . . . 20 „
6. Тонкополосчатые биотитовые плагиогнейсы с линзами амфиболитов . . 50 „
7. Переслаивание тонкополосчатых биотитовых и грубозернистых биотит-роговообманковых плагиогнейсов . . . . . 100 „
8. Тонкополосчатые биотитовые плагиогнейсы, в верхах с прослоями грубополосчатых биотит-роговообманковых плагиогнейсов . . . . . 400 „

Общая мощность разреза 1400 *м*.

К западу от р. Зеи в верховьях рек Эракингры и Каменушки состав свиты несколько изменяется. В ней увеличивается количество биотит-роговообманковых и роговообманково-биотитовых гнейсов, хотя общее преобладание тонкополосчатых биотитовых гнейсов по-прежнему сохраняется.

Минжакская свита, залегающая на мотовинской, связана с последней постепенными переходами. Нижняя граница ее проводится до некоторой степени условно. За нее принимается пачка биотит-роговообманковых и роговообманково-биотитовых плагиогнейсов, в которой почти совершенно отсутствуют тонкополосчатые биотитовые плагиогнейсы. Доминирующее значение в минжакской свите имеют грубозернистые роговообманковые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы, которым подчинены амфиболиты, тонкополосчатые биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы.

Обобщенный разрез свиты, изученный по р. Зее, вблизи устья р. Минжак, следующий (снизу).

1. Биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы 210 *м*
2. Биотит-роговообманковые и роговообманковые плагиогнейсы с прослоями биотитовых плагиогнейсов . . . . . 480 „
3. Гранат-роговообманковые плагиогнейсы . . . . . 80 „
4. Биотит-роговообманковые и роговообманковые плагиогнейсы с прослоями биотитовых плагиогнейсов . . . . . 800—1000 „
5. Роговообманковые плагиогнейсы с прослоями биотитовых, роговообманково-биотитовых плагиогнейсов и линзами амфиболитов . . . 45 „
6. Двуслюдяные плагиогнейсы с гранатом . . . . . 70 „
7. Биотит-роговообманковые плагиогнейсы . . . . . 90 „
8. Гранат-биотитовые плагиогнейсы . . . . . 10 „
9. Биотит-роговообманково-плагиогнейсы с редкими линзами амфиболитов 300 „
10. Эпидот-биотит-роговообманковые плагиогнейсы . . . . . 90 „

Общая мощность свиты по разрезу 2170—2370 *м*.

http://jurassic.ru/

Соотношение усть-гилюйской серии с иликанской серией не выяснено из-за крупного разлома, разделяющего их. Еще более неясным остается соотношение усть-гилюйской серии с брянтинской, так как эти серии не соприкасаются между собой.

Суммарная мощность усть-гилюйской серии 6400—7800 *м*.

Наибольшим распространением (70—80%) среди станового комплекса пользуются роговообманковые, биотит-роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы. Главными минералами этих гнейсов являются плагиоклаз, обыкновенная роговая обманка, биотит, кварц и реже калиевый полевой шпат. Количественные соотношения между ними варьируют в значительных пределах. Плагиоклаз содержится во всех разностях этих пород в количестве от 30—40 до 70—80%. Он образует таблитчатые зерна, нередко полисинтетически сдвойникованные. Состав его колеблется от кислого олигоклаза до олигоклаз-андезина, реже андезина. Как правило, в биотитовых гнейсах состав плагиоклаза несколько кислее, чем в роговообманковых. Содержание роговых обманок колеблется от нуля (в биотитовых гнейсах) до 30—40% в меланократовых роговообманковых плагиогнейсах. Биотит присутствует в виде мелких листочков бурого, иногда зеленовато-бурого цвета. Содержание биотита достигает 15—20% в биотитовых гнейсах. Содержание кварца в гнейсах редко превышает 30%, обычно же особенно в роговообманковых разностях оно колеблется в пределах 10—20%.

Кроме указанных минералов, в гнейсах постоянно присутствует переменное количество эпидота и граната. Нередко содержание этих минералов возрастает настолько, что они становятся породообразующими. В этих случаях выделяются гранат-биотитовые, эпидот-биотитовые, гранат-роговообманковые, эпидот-гранат-роговообманковые и т. п. гнейсы. Эпидот в этих гнейсах часто представлен крупными таблитчатыми или призматическими зернами, ассоциирующими с роговой обманкой или биотитом. Гранат встречается в виде округлых, нередко довольно крупных (до 10 *мм*) зерен с мелкими пойкилобластическими вростками кварца. По составу выделяются спессартин-гроссуляр-альмандиновые гранаты, распространенные в породах из нижней части разреза станового комплекса, и гроссуляр-альмандиновые гранаты, характерные для пород куманской и лавлинской свит. В некоторых разностях биотитовых гнейсов присутствует до 15% дистена.

Из акцессорных минералов в гнейсах присутствуют апатит, циркон, сфен и реже рутил. Из вторичных — хлорит, цоизит, волокнистые амфиболиты. Структура описанных пород среднезернистая, реже крупнозернистая или мелкозернистая гранобластовая, нематогранобластовая, гетеробластовая, лепидогранобластовая и пойкилобластовая.

Из других пород необходимо остановиться на амфиболитах, карбонатных породах и их производных.

Амфиболиты по составу структуры и текстуры весьма близки к бедным кварцем меланократовым роговообманковым гнейсам, отличаясь от них лишь еще более высоким содержанием роговой обманки (до 70—80%) и несколько более основным плагиоклазом (№ 40—45). В некоторых разностях амфиболитов (по-видимому, магматического генезиса), преимущественно из лучинской серии, наблюдаются реликты моноклинного пироксена диопсид-геденбергитового ряда (салита). Гранатовые амфиболиты, широко развитые в лавлинской свите, характеризуются присутствием большого количества граната гроссуляр-альмандинового состава.

http://jurassic.ru/

Карбонатные породы представлены средне- и крупнозернистыми белыми кальцитовыми и реже доломит-кальцитовыми мраморами. Карбонатные минералы в них нередко замещаются силикатами: плагиоклазом, моноклинным пироксеном диопсид-геденбергитового ряда (салитом), гроссуляр-альмандиновым гранатом, цоизитом и роговой обманкой. Образуются разнообразные кальцифиры, а также пироксеновые, салит-роговообманково-плагиоклазовые и т. п. породы.

Слагающие становой комплекс породы образовались в результате регионального метаморфизма в основном первичноосадочных и в меньшей степени вулканогенных отложений. Региональный метаморфизм проходил в условиях амфиболитовой фации.

Вопрос о возрасте станового комплекса за последние годы подвергался неоднократному обсуждению. Ю. К. Дзевановский и В. Н. Мошкин считают, что становой комплекс не является переработанным археем Алданского щита, а имеет самостоятельное значение, занимая более высокое, чем алданский архей, стратиграфическое положение в общем разрезе докембрия.

По абсолютному возрасту (1700—1900 млн. лет) породы станового комплекса сопоставимы с криворожской серией Украинского щита, курской серией Воронежского массива и с карелидами Балтийского щита. Учитывая, что становой комплекс моложе архея Алданского щита, и опираясь на вывод о синхронности его с кристаллическими породами карелид курской и криворожской серий, нижнепротерозойский возраст которых принимается большинством геологов, породы станового комплекса можно также считать нижнепротерозойскими.

Металлогеническое значение пород станового комплекса недостаточно выяснено. В настоящее время определенно можно говорить о генетической связи с породами станового комплекса рудопроявлений железа, приуроченных к некоторым амфиболитам и кварцитам, а также проявлений графита и высокоглиноземистого сырья (дистен, андалузит и т. п.).

Учуро-Майский район

К становому комплексу условно относятся метаморфические породы, обнажающиеся в пределах Маймаканского поднятия. От нижнепротерозойских образований зоны Становика-Джугуджура метаморфические породы отделены синийскими и более молодыми толщами и массивами интрузивных пород. Для Учуро-Майского района существует местная схема стратиграфического расчленения нижнепротерозойских отложений, которая лишь в общих чертах и несколько условно может быть увязана со схемой расчленения докембрия хребтов Станового и Джугджура.

Наиболее древние породы комплекса обнажаются в ядре крупной, сложно построенной антиклинорной структуры в бассейнах рек Чумикан, Утукачан, Маймакан. К северо-западу и востоку от осевой части этой структуры обнажаются все более высокие горизонты нижнепротерозойских отложений, слагающие крылья антиклинория.

В составе отложений станового комплекса Учуро-Майского района, по материалам Н. С. Шпак, А. Г. Лосева, А. Л. Ставцова и др., выделяются три свиты *.

Утукачанская свита представляет собой монотонную толщу серых и темно-серых биотитовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев.

* Стратиграфический разрез нижнепротерозойских образований в последнее время уточняется исследованиями Г. Ю. Лагздиной, В. Г. Тарасовой и др.

http://jurassic.ru/

Резко подчиненную роль в разрезе утукачанской свиты играют темно-зеленые амфиболиты и биотит-гранатовые гнейсы. В нижней части разреза известны единичные находки мелких линз мраморов и диопсид-скаполитовых пород.

Общая мощность свиты около 4000 *м*.

Одолинская свита состоит в основном из меланократовых роговообманковых, реже пироксеновых плагиогнейсов и амфиболитов.

Разрез свиты начинается пачкой темно-зеленых и темно-серых среднезернистых гранатсодержащих амфиболитов. Мощность пачки 800—1000 *м*. Выше по разрезу залегают серые среднезернистые биотитовые плагиогнейсы, переслаивающиеся с темно-серыми сланцеватыми биотит-роговообманковыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, а также с мощными пачками гранатовых амфиболитов. Изредка отмечаются мелкие прослои и линзы диопсидовых пород. Мощность пачки около 1000 *м*.

Заканчивается разрез свиты пачкой меланократовых роговообманковых, гранат-роговообманковых и пироксен-роговообманковых плагиогнейсов и кристаллических сланцев, содержащих прослои гранатовых и пироксеновых амфиболитов. Мощность пачки около 1000—1200 *м*.

Общая мощность свиты 3000—3500 *м*.

Маймаканская свита. Породы маймаканской свиты вверх по разрезу постепенно сменяют породы одолинской свиты. В составе маймаканской свиты преобладают биотит-роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы. В подчиненном количестве отмечаются прослои амфиболитов роговообманковых и роговообманково-биотитовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев, мраморов и диопсидовых плагиогнейсов. Роль биотитсодержащих пород повышается, а роль амфиболитсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев понижается снизу вверх по разрезу свиты. Амфиболиты встречаются в подчиненном количестве по всему разрезу. В целом для пород маймаканской свиты характерен более лейкократовый облик, чем для пород одолинской свиты.

Все описанные породы станового комплекса интенсивно дислоцированы и инъецированы протерозойскими гранитами. Последние иногда образуют довольно крупные сложной неправильной формы согласные тела, однако чаще слагают лишь тонкие прожилки и инъекции. Образующиеся в этих случаях мигматиты характеризуются повышенным содержанием микроклина.

Для протерозойских пород утукачанской, маймаканской и, в меньшей степени, одолинской свит характерно наложение процесса диафтореза, обусловившего появление таких минералов, как хлорит, мусковит, цоизит, эпидот. Диафториты слагают как линейно-вытянутые зоны, так и более крупные участки, имеющие в плане неправильную форму. Нередко в диафторитах наблюдаются катакластические структуры.

Принадлежность к становому комплексу охарактеризованных выше метаморфических пород обосновывается следующим.

Метаморфические породы Маймаканского поднятия, так же как и породы станового комплекса зоны Становика-Джугджура, принадлежат к амфиболитовой фации метаморфизма. Помимо прямого петрографического сходства пород для того и другого района характерны одни и те же минеральные ассоциации, такие как роговая обманка-плагиоклаз, роговая обманка-биотит-плагиоклаз, биотит-плагиоклаз-гранат (альмандиновый) — роговая обманка-плагиоклаз, гранат-роговая обманка-биотит, плагиоклаз и др. Эти парагенетические минераль-

http://jurassic.ru/

ные ассоциации достаточно резко отличают породы станового комплекса от архейских пород алданского комплекса, так как последние в пределах восточной части Алданского щита принадлежат к гранулитовой фации метаморфизма.

Строение разрезов нижнепротерозойских образований Маймаканского поднятия и зоны Становика-Джугджура также относительно сходно. По общему характеру толщ, составу преобладающих пород и по некоторым деталям строения разрезов (наличие мелких прослоев мраморов и т. п.) можно условно параллелизовать маймаканскую свиту с сиваканской свитой удыхынской серии, а одолинскую и утукачанскую свиты — с лучинской серией зоны Становика. Остается не ясным пока, отвечают ли утукачанская и одолинская свиты соответствующим свитам лучинской серии (джагарминской и гамиканской), или же утукачанская свита является более древней, чем джагарминская, и не имеет себе аналогов в разрезе нижнепротерозойских отложений зоны Становика.

Нижнепротерезойские образования Маймаканского поднятия, так же как и породы зоны Становика-Джугджура, прорываются и инъецируются гранитоидами древнестанового и более молодого марагайского комплексов. С последним в обоих случаях связываются явления микроклинизации.

Определения абсолютного возраста, выполненные калий-аргоновым методом для раннепротерозойских гранитоидов описываемой территории, показывают цифры от 1650 до 1820 млн. лет. Эти данные близки к данным, известным для станового комплекса хр. Станового, где абсолютный возраст аналогичных образований определяется в 1700—1900 млн. лет.

Хребет Малый Хинган и бассейн р. Ниман

Глубокометаморфизованные породы Малого Хингана — гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы всеми изучавшими их геологами (В. Н. Данилович, С. А. Музылев, В. В. Онихимовский, М. Г. Золотов, Ю. А. Ходак и др.) считались древнейшими образованиями и по возрасту относились к архею-протерозою. На Хабаровском стратиграфическом совещании (1956 г.) эти образования были отнесены к нижнему протерозою. Такое решение основывалось главным образом на региональном метаморфизме этих пород, не достигающем той степени, которая присуща архейским образованиям. Выделяются три территории, где нижнепротерозойские толщи занимают значительные площади. Это Малый Хинган, бассейн нижнего течения р. Ниман и междуречье Акишмы и Нимана.

На Малом Хингане нижнепротерозойские толщи представлены амурской серией общей мощностью около 4500 *м*, которая делится на три, по-видимому, согласно залегающие свиты: туловчихинскую, дичунскую и урильскую.

Породы двух нижних свит Г. Д. Афанасьевым (1939) рассматривались как древние интрузивные образования, а В. А. Махининым как краевые гнейсы интрузивного массива. И. В. Моисеев, В. Н. Данилович (1935) и Л. В. Эйриш (1960) относят их к парапородам.

Породы амурской серии интенсивно и сложно дислоцированы. На контакте с нижнепалеозойскими и условно протерозойскими гранитоидами они интенсивно мигматизированы.

Туловчихинская свита широко распространена в приамурской части Малого Хингана, в бассейнах рек Самары, Помпеевки, Биджана. Значительно менее она развита в бассейнах рек Салокачи, Урила

http://jurassic.ru/

и Мутной. Свита сложена однообразными биотитовыми, иногда двуслюдяными, гнейсами с редкими прослоями биотит-кварцевых и амфибол-кварцевых сланцев, амфиболитов и кварцитов. Все породы свиты интенсивно мигматизированы. Всестороннее изучение гнейсов позволило сделать вывод о том, что они в целом являются продуктом регионального метаморфизма и ультраметаморфизма осадочных пород. Однако вполне возможно, что в состав туловчихинской свиты включены и ортопороды. Образования типа гнейсо-гранитов встречены в бассейне р. Кулемной. В бассейне р. Самары, где туловчихинская свита наиболее широко распространена, ее мощность ориентировочно оценивается в 2000 *м*.

Биотитовые и двуслюдяные гнейсы представляют собой желтовато-серые и серые сланцевато-полосчатые зернистые породы с крупночешуйчатыми слюдами на плоскостях сланцеватости и часто с характерной очковой текстурой. Обладая лепидогранобластовой структурой, они состоят из кварца (15—50%), микроклина (25—50%), кислого плагиоклаза (15—25%), биотита (10—25%) и мусковита (до 10%). Для гнейсов характерны микроклинизация плагиоклаза и мусковитизация биотита, сопровождающиеся симплектитовыми и мирмекитовыми образованиями. В бассейне р. Самары среди гнейсов встречены породы, похожие на гранитизированные конгломераты. Ничем не отличаясь от описанных выше пород, они содержат включения реликтовых галек кварца величиной 1—1,5 *см*.

Кристаллические сланцы характеризуются обильным развитием слюды на плоскостях сланцеватости. Это серые сланцеватые породы лепидогранобластовой, фибробластовой и нематогранобластовой структуры, состоящие из кварца (5—60%), биотита (15—70%), фибролита (5—30%), граната (до 10%), мусковита (до 10%), редко плагиоклаза и микроклина.

Дичунская свита впервые выделена по левобережью Амура. В других районах Малого Хингана в составе амурской серии многие геологи описывали амфиболитовые породы, характерные как теперь выясняется для дичунской свиты. По данным В. А. Кашковского, Л. В. Эйриша и других, в бассейне р. Салокачи амфиболитовые сланцы пространственно занимают среднее положение между гнейсами, с одной стороны, и кристаллическими сланцами урильской свиты, с другой. По левобережью Амура дичунская свита сложена амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, переслаивающимися с биотитовыми гнейсами и сланцами. Являясь маркирующей, свита хорошо подчеркивает сложную структуру всей амурской серии. По сравнению с туловчихинской дичунская свита мигматизирована значительно слабее. В нижней и верхней частях разреза преимущественно развиты амфиболиты и амфиболовые гнейсы. В верхах изредка встречаются пласты мраморов. Средняя часть представлена биотитовыми гнейсами и сланцами, содержащими лишь редкие прослои амфиболитовых разностей. Мощность свиты 300—400 *м*.

Амфиболиты представляют собой темно-зеленые или зеленовато-серые плитчатые зернистые породы. Обладая нематогранобластовой структурой, они состоят из роговой обманки (50—80%), кислого плагиоклаза (10—45%), цоизита (до 13%), биотита (до 10%), мусковита (до 5%), кварца (до 3%), сфена (1—2%). Амфиболовые гнейсы отличаются от амфиболитов большим количеством полевого шпата, светло-серой окраской и сланцеватой текстурой.

Урильская свита была выделена М. Г. Золотовым в 1956 г. в бассейна р. Урила. В дальнейшем она была прослежена на юге Малого Хингана по рекам Дичун и Мутной и на севере по рекам Салокачи,

http://jurassic.ru/

Ниману и др. Свита сложена очень однообразными по внешнему виду кристаллическими сланцами с обильным развитием слюды на плоскостях сланцеватости и характерной бугорчатой поверхностью этих плоскостей. Обладая порфиробластовой и лепидогранобластовой структурами, сланцы состоят из переменных количеств кварца (15—70%), альбита (15—70%), биотита (5—25%), хлорита (5—30%), мусковита (до 15%), граната (до 10%), минералов эпидотовой группы (6—10%), редко сфена, амфибола, микроклина, хлорита, магнетита. В зависимости от количественного соотношения этих минералов различают сланцы узловатые, слюдяно-альбит-кварцевые и др., слюдяные и гранатовые кварциты. Наиболее развиты двуслюдяные и биотит-кварц-альбитовые сланцы. В бассейне р. Урила в низах и верхах разреза среди обычных альбит-слюдяных сланцев наблюдались слои кварц-альбит-хлоритовых сланцев и амфиболитов. С. В. Константов (1915), а позднее Е. Е. Краснянская, в туннеле у разъезда Тарманчукан в нижней части свиты наблюдали стометровую пачку, в которой слои слюдяных кварц-альбитовых сланцев чередуются с тонкими прослоями (1—2 *см*) графитистых сланцев. В бассейне р. Салокачи редко встречались магнетит-гранатовые кварциты. На границе с дичунской свитой (бассейн р. Дичун) наблюдается переслаивание слюдяно-кварцевых сланцев с амфиболитами и амфиболовыми микрогнейсами. Почти повсеместно кристаллические сланцы содержат послойные, реже секущие жилы и линзы молочно-белого безрудного кварца мощностью до 0,5 *м*. Близ контактов с древними (нижнепалеозойскими и протерозойскими) гранитоидами сланцы урильской свиты мигматизированы. Мощность урильской свиты в бассейне р. Урила определяется Е. Е. Краснянской до 2000 *м*.

Кроме амурской серии на Малом Хингане выделяется своеобразная толща кварцитов и силлиманитовых сланцев, обнажающаяся по левобережью р. Биджана на горе Маячной и на возвышенностях в районе сел. Ново-Троицкого. На 80—90% толща сложена светло-серыми, почти мономинеральными плитчатыми кварцитами, содержащими редкие прослои пепельно-серых силлиманитовых сланцев. В верхах разреза силлиманитовые сланцы преобладают над кварцитами, с которыми они переслаиваются. Мощность отдельных пластов сланцев от 1—2 до 10 *м*. Содержание силлиманита в породе изменяется от 5 до 50%, обычно составляет 5—15%. Кроме силлиманита, в сланцах присутствует кварц (30—70%) и биотит (10—15%). Мощность толщи не менее 600 *м*. Вполне возможно, что она является аналогом толщи кварцитов, выделенной В. И. Суховым в бассейне р. Гуджал.

К амурской серии в последнее время В. А. Дыренко относит гнейсо-сланцевый комплекс бассейна нижнего течения р. Ниман. Как и на Малом Хингане, серия здесь делится на три толщи.

Нижняя толща широко распространена в бассейне р. Агдони и по рекам Ниману, Бол. Аимке, Мал. Аимке, Нижней Бирандже и др. Она состоит из биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов и сланцев с прослоями кварцитов и кварц-биотитовых сланцев. В низах разреза преобладают грубополосчатые биотитовые гнейсы розовой и сероватo-розовой окраски, а в верхах — серые тонкополосчатые биотитовые гнейсы и сланцы с подчиненными прослоями (от 5 до 10 *м*) роговообманково-биотитовых гнейсов, кварц-биотитовых сланцев, кварцитов и амфиболитов. Мощность этой части разреза составляет 1750 *м*. В контактах с раннепалеозойскими гранитами породы свиты мигматизированы. Биотитовые и кварц-биотитовые сланцы отличаются от гнейсов более совершенной тонкой сланцеватостью и состоят из биотита (50—60%), кварца (20—30%), апатита (до 20%).

http://jurassic.ru/

Средняя толща распространена в бассейнах рек Бол. Аимки, Мал. Аимки и по левобережью Нимана (выше устья р. Агдони). Она сложена однообразными амфиболитами, переслаивающимися с пироксен-амфиболовыми сланцами (1—10 *см*). Редко встречаются кварц-биотитовые сланцы и слюдистые кварциты. Мощность толщи 300—400 *м*. Амфиболиты представляют собой мелкозернистые и среднезернистые темно-зеленые полосчатые породы нематобластовой и нематогранобластовой структуры, состоящие из амфиболов (60—70%), биотита (до 15%), плагиоклаза (10—25%), кварца (5—10%).

Верхняя толща развита в бассейнах рек Мал. Аимки, Бол. Аимки, Агдони и Балаганака, на водоразделе рек Амкан — Макита и Воспорухана и близ устья р. Кивили. В низах толщи развиты тонкополосчатые биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы с подчиненными кварцитами и редкими прослоями амфиболитов. Верхняя часть толщи сложена биотитовыми и двуслюдяными сланцами с подчиненными прослоями и линзами силлиманитовых и андалузитовых сланцев. Ю. А. Пестов наблюдал в верхах разреза маломощные линзы графитовых сланцев.

Мощность верхней толщи ориентировочно равна 1500—2000 *м*.

Тонкополосчатые биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы представляют собой серые и темно-серые зернистые сланцеватые породы полосчатого, нередко очкового, сложения. Обладая лепидогранобластовой структурой, они состоят из альбита (до 50%), кварца (до 30%), биотита (до 15%), роговой обманки (до 25%), микроклина (до 5%). Биотитовые сланцы отличаются от гнейсов более темной окраской, резко повышенным количеством биотитов (до 60%) и небольшим содержанием альбита (10—15%).

Разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты в 1948 г. были описаны А. А. Кирилловым, М. Г. Золотовым и В. М. Цымбалом в междуречье рек Акишмы и Нимана. Ими выделена так называемая серия парагнейсов, инъекционных гнейсов, слюдяных сланцев и ортогнейсов, которая в настоящее время сопоставляется с тастахской серией, известной, по данным В. Г. Сигова, по р. Бурее. В этой серии преобладают тонкополосчатые ортогнейсы, а слюдяные сланцы и парагнейсы с редкими прослоями мраморов и графитовых сланцев залегают среди них в виде узких, сохранившихся от ассимиляции полос, подчиненных общей тектонической структуре серии.

Лучшие разрезы древних метаморфизованных толщ в бассейне нижнего течения р. Ниман наблюдались по р. Ниман, выше устья р. Акишмы и по р. Акишме вверх от ее устья. В обнажениях по р. Ниману, в западном крыле крупной синклинальной складки А. А. Кирилловым и другими описан следующий разрез (снизу).

1. Инъекционные полосчатые гнейсы, представляющие собой тонкое чередование светло-серого гранитного материала с кварцево-слюдяными сланцами, в которых узнается первичная песчаниковая природа . .	80—100 *м*
2. Кварцево-биотитовые крупнокристаллические серые гнейсы, переслаивающиеся с темно-серыми слюдяными парагнейсами и кварцитами .	40 „
3. Слюдистые кварциты темно-серые, зернистые, массивные	80 „
4. Те же кварциты, но с прослоями серого полосчатого мрамора с включениями чешуек графита	20 „
5. Слюдистые кварциты серые, слоистые, с тонкими прослоями светло-серого плотного кварцита	350 „
6. Те же кварциты, грубо переслаивающиеся со слюдяными парагнейсами, содержащими редкие линзы серого мрамора	50 „
7. Темно-серые кварциты, переслаивающиеся со слюдяными парагнейсами	40 „
8. Кварцево-слюдяные парагнейсы с включениями чешуек графита . .	15 „

Общая мощность 695 *м*.

http://jurassic.ru/

Разрез серии парагнейсов и других метаморфических пород по р. Акишме близок к описанному. В низах разреза развиты парагнейсы и слюдяные сланцы с прослоями графитовых сланцев, пластами и линзами мраморов и залежами амфиболитов. Выше этих слоев залегают преимущественно темно-серые и черные парагнейсы, местами близкие к филлитам. Верхняя часть разреза представлена слюдяными сланцами и амфиболитами, тонко переслаивающимися с биотитовыми ортогнейсами и парагнейсами. Во многих участках разреза породы инъецированы гранитным материалом.

По мнению А. А. Кириллова, общая мощность серии приблизительно 2—3 *км*, так как породы смяты в изоклинальные складки, расшифровка которых представляет большие трудности.

Изложенное показывает, что породы амурской серии характеризуются темно-серой, реже серой, окраской, занозистым изломом, плотным сложением и шелковистым блеском плоскостей сланцеватости. Биотитовые парагнейсы обладают лепидогранобластовой структурой и состоят из кварца, биотита, кислого плагиоклаза с примесью мусковита и серицита. Содержание биотита в гнейсах достигает 40—50%. Среди ортогнейсов выделяются гнейсы нормального гранитного состава (гранито-гнейсы), значительно реже — гранодиоритового и диоритового. Обладая кристаллобластической структурой и параллельно-шестоватой текстурой, гранито-гнейсы состоят из кварца (40%), биотита (20—30%), кислого плагиоклаза (15—20%) и микроклина.

Нижнепротерозойский возраст охарактеризованных выше толщ базируется лишь на глубоком метаморфизме слагающих их пород. Однако присутствие среди гнейсов и кристаллических сланцев филлитов и метаморфизованных песчаников позволяет поставить вопрос, не являются ли описанные породы более молодыми (например, синийскими) образованиями, глубокометаморфизованными и инъецированными гранитами Буреинского массива.

Буреинский хребет

В Буреинском хребте докембрийские метаморфические образования развиты в виде нескольких обособленных выходов субмеридионального направления, прослеживающихся на 300 *км* от верховьев р. Тырмы до истоков р. Нимана.

Метаморфические образования, развитые в бассейне р. Буреи, а также в междуречье Буреи — Селемджи и Буреи — Керби изучались многими геологами. Первоначально Л. В. Деверцов, З. В. Сидоренко и Г. П. Воларович рассматривали их в качестве продуктов контактового и динамического метаморфизма осадочных пород позднепалеозойского и мезозойского возрастов.

Позднее, в начале 40-х годов, некоторые исследователи (П. В. Некрасов, Н. П. Саврасов и Н. А. Раков) пришли к мнению, что сильно метаморфизованные породы относятся к регионально-метаморфизованному протерозою, а слабо измененные — к верхнему триасу. Протерозойский возраст метаморфических образований обосновывался находкой Н. П. Саврасова отпечатков водоросли *Conophyton* (?) по р. Нилану.

Работами последних лет доказано, что значительная часть образований, относимая ранее к протерозою, имеет более молодой возраст. В настоящее время к раннему докембрию в бассейне р. Буреи относятся только толщи гнейсов и кристаллических сланцев.

На западных отрогах Буреинского хребта, в бассейнах рек Ягдыньи и верхнего течения Гуджала, развита толща кристаллических

http://jurassic.ru/

пород, называемая *гуджальской свитой*. По данным В. А. Кузьмичева, В. И. Сухова и Э. Л. Школьника, эта свита представляет собой мощную серию разнообразных гнейсов и кварцитов с подчиненными прослоями мраморов, кристаллических сланцев и амфиболитов. Эта серия прорывается гранитами, которые слагают как отдельные массивы, так и тонко инъецируют метаморфическую толщу, вытянутую в северо-восточном направлении на 50 *км* от междуречья Гуджика и Гуджала, при ширине 20 *км*.

По петрографическим признакам гуджальская свита делится на три подсвиты. Нижняя часть нижнегуджальской подсвиты сложена преимущественно биотитовыми гнейсами, содержащими прослои двуслюдяных гнейсов, амфиболитов, мраморов и кварцитов. В составе средней части подсвиты главная роль принадлежит биотит-роговообманковым гнейсам и амфиболитам. Верхнюю часть подсвиты слагают переслаивающиеся между собой биотитовые гнейсы и мраморы. Эта часть подсвиты наиболее хорошо изучена по обнажениям левого и правого берегов р. Гуджала, выше устья р. Кевыты. Здесь наблюдается следующий разрез (снизу):

1. Биотитовые гнейсы	20 *м*
2. Амфиболиты	20 „
3. Двуслюдяные гнейсы	60 „
4. Амфиболиты	70 „
5. Биотитовые гнейсы	30 „
6. Кварциты с 10-метровым прослоем мраморов	70 „
7. Мраморы	30 „
8. Биотитовые гнейсы	30 „
9. Очковые биотитовые гнейсы	600 „
10. Биотитовые гнейсы	90 „
11. Очковые биотитовые гнейсы	70 „
12. Двуслюдяные гнейсы	110 „
Общая мощность	1200 *м*.

Разрез средней и верхней частей описываемой подсвиты наблюдался по долине р. Гуджала, на отрезке от устья р. Мапея до устья р. Бираңджи. Здесь обнажаются следующие породы (снизу):

1. Биотит-роговообманковые гнейсы и амфиболиты с линзами мраморов	150 *м*
2. Биотитовые гнейсы	100 „
3. Мраморы мелко- и среднезернистые	50 „
4. Биотитовые гнейсы	100 „
5. Мраморы мелко- и среднезернистые	150 „

Разрез верхней части подсвиты, представленный переслаивающимися мраморами и биотитовыми гнейсами, имеется также на правом берегу р. Гуджала, выше устья р. Омутмы. В бассейнах рек Ягдыньи, Алиня и Среднего Алиня сохранились лишь нижняя и средняя части описываемой подсвиты, представленные биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов. Мощность нижней подсвиты 1750 *м*.

Для нижней подсвиты характерно обилие, особенно в северной части области поднятия, жил и шлир пегматита, аплита, гранита и порфиробластов микроклина. В составе среднегуджальской подсвиты главная роль принадлежит кварцитам. Среди последних встречаются прослои мраморов, слюдяных, реже графитовых сланцев и амфиболитов. В контакте с протерозойскими интрузиями они насыщены инъекциями лейкократовых гранитов. В низах подсвиты на правом берегу р. Гуджала, выше устья р. Бираңджи, наблюдаются слюдистые и мономинеральные кварциты, содержащие редкие маломощные (10—30 *м*) прослои мраморов и кварц-биотитовых сланцев. Мощность нижней части подсвиты 500 *м*.

http://jurassic.ru/

Разрез верхов подсвиты, составленный на правобережье р. Гуджала, ниже руч. Октаченджи следующий (снизу):

1. Кварц-биотитовые и мусковито-кварцевые сланцы . . . . . 50 *м*
2. Кварциты, иногда слюдистые, полевошпатовые эпидот- и амфиболсодержащие, с большим количеством прослоев амфиболитов, слюдяных сланцев, реже мраморов . . . . . 600 „
3. Кварциты слюдистые и мономинеральные . . . . . 300 „
4. Рассланцованные амфиболиты с маломощными линзообразными прослоями мраморов и графитовых сланцев . . . . . 300 „

Мощность средней подсвиты 1750—1800 *м*.

Верхнегуджальская подсвита сложена однообразными по внешнему облику и составу слюдяными сланцами, переслаивающимися с кварцитами. Преобладают слюдяные сланцы. Среди последних различаются разности кварц-биотитовые и мусковито-кварцевые. Кроме слюдяных сланцев и кварцитов, подсвита содержит редкие маломощные линзы мраморов, амфиболитов и кварцитовидных песчаников.

В контактах с протерозойскими гранитоидами породы верхней гуджальской подсвиты насыщены аплитовыми инъекциями.

Мощность подсвиты 500—700 *м*. По степени и характеру метаморфизма и минеральным ассоциациям породы гуджальской свиты относятся к породам средней степени регионального метаморфизма. Условно свита отнесена к нижнему протерозою.

Метаморфические образования, развитые в верховьях р. Урми, на основании сопоставления их с соответствующими породами Малого Хингана, отнесены А. А. Головневой, С. С. Дарбиняном, Э. Л. Школьником и другими к *урильской свите*.

В строении урильской свиты принимают участие различные кристаллические сланцы. Среди них в нижней части свиты присутствуют линзы графитистых известняков и маломощные прослои кварцитов, а к верхней — приурочены пачки хлорит-эпидотовых и амфиболовых сланцев.

Нижняя часть разреза свиты наблюдалась в береговых обнажениях р. Сынчуги, напротив устья р. Расканджи. Здесь снизу залегают:

1. Гранат-серицит-кварцевые сланцы . . 60 *м*
2. Кристаллические известняки . . . 50 „
3. Гранат-серицит-кварцевые сланцы . . 20 „
4. Кристаллические известняки . . . 15 „
5. Гранат-серицит-кварцевые сланцы . . 200 „

Средняя часть разреза наиболее полно представлена по правобережью р. Сынчуги, в 10 *км* от устья р. Негыданджи, где на протяжении 800 *м* наблюдается переслаивание 80—100-метровой пачек биотит-кварцевых, гранат-биотит-кварцевых, серицит-кварцевых, гранат-серицит-кварцевых, хлорит-серицит-кварцевых сланцев и биотитовых гнейсов.

К верхней части разреза приурочены серицит-кварцевые сланцы с маломощными прослоями хлорит-эпидотовых сланцев общей мощностью 75—100 *м*.

Кристаллические сланцы повсеместно инъецированы протерозойскими гранитами, при этом в ряде мест (реки Нимган, Расканджа, правобережье р. Сынчуги, выше устья р. Пошоена) степень инъекции настолько велика, что кристаллические сланцы приближаются к мигматитам.

Суммарная мощность урильской свиты 1300—1400 *м*.

Нижняя граница урильской свиты неизвестна. Перекрывается свита отложениями среднего девона. Возраст свиты устанавливается только условно, на основании сопоставления с кристаллическими сланцами Малого Хингана, которые считаются нижнепротерозойскими.

http://jurassic.ru/

Тастахская серия. К северу от бассейна р. Гуджала, непосредственно близ восточной окраины Буреинского прогиба, в субмеридиональном направлении протягивается полоса разнообразных гнейсов, амфиболитов, кварцитов, мраморов, объединенных в тастахскую серию. Эта полоса при ширине 5—10 *км* протягивается с юга на север на 140 *км* от верховьев р. Дубликана на юге в бассейн р. Тастаха.

Докембрийские метаморфические породы и связанные с ними протерозойские гранито-гнейсы и гнейсо-граниты образуют поднятие, ограниченное разломами восток-северо-восточного направления.

Стратиграфическая схема образований серии была получена в результате работ последних лет В. Ф. Сигова и С. С. Дарбиняна. Хорошая обнаженность и наличие опорных разрезов позволили разделить породы тастахской серии на три свиты: амбардахскую, саганарскую и лепиканскую, стратотипы которых описаны в береговых обнажениях р. Буреи, на отрезке между устьями рек Уссомах и Верхний Деш.

Амбардахская свита залегает в основании тастахской серии. В виде узких (до 2 *км*) полос меридионального простирания она обнажена в истоках р. Амбардаха и в верховьях р. Тастаха. На всем протяжении свита сложена мономинеральными и слюдистыми кварцитами с пластами биотитовых гнейсов в верхней части разреза.

Ниже приводится разрез амбардахской свиты, изученный в береговых обнажениях рек Тастаха и Магана (снизу):

1. Кварциты светло-серые, сланцеватые с прослоями мономинеральных массивных кварцитов	100 *м*
2. Кварциты светло-серые, массивные, мономинеральные с редкими пластами слюдистых кварцитов	550—600 „
3. Кварциты мономинеральные и слюдистые с прослоями биотитовых гнейсов, количество которых кверху постепенно возрастает . . .	100 „

Породы *саганарской свиты* развиты на двух обособленных участках в бассейнах рек Саганара и Тастаха на севере и в бассейнах верховьев рек Чегдомына, Солони и Дубликана на юге. Незначительные по площади (до 3,5 *км*^{2}) выходы свиты известны по р. Сулуку. На северном участке саганарская свита расчленяется на три подсвиты.

Нижнесаганарская подсвита протягивается в север-северо-восточном направлении из истоков р. Амбардаха через бассейн р. Саганара в верховья р. Тастаха. Она залегает согласно на амбардахской свите и представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами и амфиболитами. Согласное залегание между ними наблюдается в прекрасных береговых обнажениях р. Буреи и в бассейнах рек Тастаха и Магана. Граница между амбардахской свитой и нижнесаганарской подсвитой нечеткая. Она принимается по подошве пачки биотитовых гнейсов, среди которых отсутствуют пласты кварцитов.

В береговых обнажениях р. Буреи разрез нижнесаганарской подсвиты следующий (снизу):

1. Гнейсы биотитовые, темно-серые и серые полосчатые, иногда почти массивные; участками интенсивно инъецированные гранитным материалом	400 *м*
2. Амфиболиты темно-серые неяснополосчатые	200 „
3. Переслаивающиеся биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Внизу преобладают биотитовые, вверху — гранат-биотитовые гнейсы . . .	200—250 „

Суммарная мощность подсвиты 800—900 *м*.

Среднесаганарская подсвита сложена гранат-биотитовыми, биотитовыми и графит-гранат-биотитовыми гнейсами. Она связана постепенным переходом с нижнесаганарской подсвитой и параллельно ей прослеживается от истоков р. Амбардаха в бассейн р. Мальмальты.

http://jurassic.ru/

В буреинском разрезе строение подсвиты следующее (снизу):

1. Гнейсы гранат-биотитовые, мелкозернистые, реже среднезернистые, серые и темно-серые полосчатые	200 *м*
2. Гнейсы графит-гранат-биотитовые, темно-серые	25 „
3. Гнейсы гранат-биотитовые, массивные и полосчатые	550 „
4. Гнейсы биотитовые, с пластами гранат-биотитовых гнейсов	150 „
5. Гнейсы гранат-биотитовые, переслаивающиеся с биотитовыми и графит-гранат-биотитовыми разновидностями	100 „

Мощность подсвиты 1000—1050 *м*.

Верхнесаганарская подсвита широко распространена в истоках рек Нижнего и Верхнего Деша, верховьях р. Тастаха и в бассейне р. Мальмальты, где она слагает крылья синклинальной складки и прорвана позднепалеозойскими гранитами. Кроме того, из среднего течения р. Тастаха породы подсвиты прослеживаются к югу, в бассейн р. Амбардаха. Подсвита сложена биотитовыми гнейсами и кварцитами. За границу между средне- и верхнесаганарской подсвитами принята подошва пласта кварцитов, залегающего согласно на гранат-биотитовых гнейсах среднесаганарской подсвиты. Разрез верхнесаганарской подсвиты изучен в береговых обнажениях р. Буреи, где выходят (снизу):

1. Кварциты светло-серые, слюдистые	25 *м*
2. Гнейсы биотитовые, полосчатые	50 „
3. Кварциты светло-серые, массивные	30 „
4. Гнейсы биотитовые, массивные	15—20 „
5. Гнейсы биотитовые, переслаивающиеся кварцитами. В основании пачки преобладают кварциты, вверху гнейсы	50—70 „
6. Гнейсы биотитовые, неясно полосчатые	30—35 „
7. Гнейсы биотитовые, с пропластками кварцитов	20 „
8. Гнейсы биотитовые, темно-серые	500—550 „

Мощность подсвиты 700—750 *м*.

Суммарная мощность саганарской свиты определяется в 2500—2700 *м*.

Лепиканская свита близ р. Буреи выполняет ядра синклинали в среднем течении р. Амбардаха, откуда полосой северо-восточного простирания через истоки р. Лепикана она прослеживается в верховьях р. Верхний Деш. Породы лепиканской свиты обнажаются в долине р. Урюгны и по правобережью р. Солони. Границей между саганарской и лепиканской свитами служит подошва первого пласта мраморов, принадлежащего лепиканской свите. Свита представлена преимущественно графит-биотитовыми гнейсами, графитовыми сланцами и мраморами. На нижележащей саганарской свите она залегает согласно.

Схематический разрез, составленный по скалистым береговым обрывам р. Буреи (снизу):

1. Мраморы белого цвета, крупнокристаллические	0,7 *м*
2. Гнейсы биотитовые с прослоями графит-биотитовых гнейсов, графитовых сланцев и мраморов	60—70 „
3. Сланцы графитовые с прослоями графит-биотитовых гнейсов и двумя маломощными пластами мраморов	150 „
4. Гнейсы графит-биотитовые с единичными прослоями биотитовых гнейсов, графитовых сланцев и линзами мраморов	800 „

По р. Солони в 2 *км* от автомагистрали Ургал — Могды разрез низов лепиканской свиты представляется в следующем виде (снизу):

1. Белые полосчатые среднекристаллические мраморы с маломощными прослоями графитистых сланцев	20 *м*
2. Переслаивание биотитовых гнейсов и графитистых сланцев	12 „
3. Массивные окварцованные биотитовые гнейсы	1 „
4. Тонкорассланцованные черные графитистые сланцы	0,7 „
5. Переслаивание биотитовых гнейсов и графитистых сланцев	400 „

http://jurassic.ru/

Общая видимая мощность свиты составляет 1000 *м*. Слагающие ее породы по степени метаморфизма отвечают амфиболитовой фации. Хотя первичных структур в породах нигде не наблюдается, принадлежность их к парапородам не вызывает сомнения ввиду присутствия среди гнейсов кварцитов, мраморов и графитовых сланцев.

Суммарная мощность тастахской серии около 4500 *м*.

Стратиграфических аналогов тастахской серии неизвестно. Неясен также вопрос о ее взаимоотношениях с распространенными в близлежащих районах амурской серией и гуджальской свитой. Последняя выделена в бассейне р. Гуджала на простирании тастахской серии и представлена породами, близкими к породам тастахской серии. Однако резкое различие в разрезах не позволяет достоверно производить сопоставление тастахской серии и гуджальской свиты. Можно лишь предполагать, что тастахская серия и гуджальская свита представляют связанный между собой комплекс осадков. Причем меньшая степень метаморфизма пород гуджальской свиты, в которых сохранились реликты первичного состава и структуры, а также появление вверху тастахской серии мраморов, сланцев и амфиболитов могут свидетельствовать о том, что гуджальская свита наращивает разрез тастахской серии.

В бассейне верхнего течения р. Правой Буреи, к юго-востоку от пос. Софийска докембрийские образования слагают крупную брахиантиклинальную структуру северо-западного простирания, вытянутую по длинной оси на 55—60 *км* при ширине 25—30 *км*.

Впервые комплекс древних складчатых пород в районе пос. Софийска был установлен В. В. Купер-Кониным, который наиболее древние породы назвал «саларинскими гнейсами». Позднее метаморфические породы изучались многочисленными исследователями, относившими метаморфические образования к архею и нижнему протерозою.

В последнее время Э. П. Хохловым, И. К. Биланом и другими разработана более детальная стратиграфическая схема докембрия.

Наиболее древние образования, слагающие ядро брахиантиклинали, включены в *саларинскую свиту*. Выходы этих пород развиты от устья кл. Суларина на северо-западе до хр. Дуссе-Алинь на юго-востоке. К нижней и средней частям свиты принадлежат однообразные темно-серые грубосланцеватые кварц-слюдяно-альбитовые кристаллические сланцы с четко выраженной «очковой» или «узловатой» текстурой.

Для нижней части разреза саларинской свиты мощностью 600—800 *м* характерны крупные порфиробласты альбита размером до 8—10 *мм*, причем содержание альбита в породе достигает 70—75%.

В кристаллических сланцах средней части саларинской свиты, имеющей мощность 700—900 *м*, содержание альбита падает до 50—55% при величине порфиробласт 3—4 *мм*. В верхнем течении кл. Суларина монотонность разреза средней части нарушается присутствием маломощных пластов (0,5—2,0 *м*) серовато-желтых полевошпатово-кварцевых сланцев. Иногда встречается переслаивание 5—10 *см* прослоев их с прослоями кварц-слюдяно-альбитовых сланцев.

Верхняя часть разреза саларинской свиты наблюдается по Кербинскому тракту и в междуречье Тайон-Эльги и Нимана. Здесь мощные пласты кварц-слюдяно-альбитовых сланцев (порфиробласт альбита не более 30—35%) чередуются с 100—120-метровыми пачками зеленых альбит-актинолитовых сланцев. Изредка в верхах свиты встречаются маломощные (15—40 *см*) линзы мраморов.

Общая мощность саларинской свиты определяется в 1500—1700 *м*.

http://jurassic.ru/

Образования *ипатинской свиты* согласно залегают на породах саларинской свиты. Они окаймляют брахиантиклинали полосой, ширина которой колеблется от 1 до 4—5 *км*. Ипатинская свита разделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. В нижней подсвите присутствуют мощные пласты слюдистых кварцитов, мусковит-альбит-кварцевых сланцев. Большую роль в строении ее играют зеленые сланцы, составляющие 20—40% ее объема. Нижняя подсвита наиболее хорошо изучена в междуречье Маврикиевской — Агда и по р. Ипате. Здесь тонкополосчатые альбит-кварц-слюдяные сланцы чередуются с пластами зеленых актинолит-хлоритово-альбитовых сланцев. Последние наблюдаются по всему разрезу подсвиты, встречаясь в виде прослоев и залежей мощностью от нескольких сантиметров до 30 *м* и в исключительных случаях до 100 *м*. Прослои актинолит-хлоритово-альбитовых сланцев по простиранию не выдержаны. Пласты мусковит-альбит-кварцевых сланцев и мусковитовых кварцитов мощностью от нескольких метров до 20—30 *м* приурочены к средней и верхней частям подсвиты. Мощность нижней подсвиты ипатинской свиты 150—170 *м*.

Разрез верхней подсвиты ипатинской свиты, изученный в верховьях р. Учугей-Эльги, представлен мусковит-альбит-кварцевыми сланцами, среди которых имеются маломощные (от сантиметров до первых метров) прослои и залежи мощностью 50—60 *м* актинолит-хлорит-альбитовых и альбит-кварцево-мусковитовых сланцев. Последние не выдержаны по простиранию и встречаются по всему разрезу подсвиты. Мощность верхней подсвиты 350—400 *м*.

Общая мощность ипатинской свиты определяется в 500—550 *м*.

Породы саларинской и ипатинской свит в районе прииска Софийска и по р. Ниману несогласно перекрываются верхнепротерозойскими породами самырской свиты. На водоразделе рек Буреи и Лучи на метаморфических образованиях с угловым несогласием залегают среднедевонские осадки. На основании довольно неточного сопоставления саларинской и ипатинской свит с метаморфическими образованиями Малого Хингана им придается нижнепротерозойский возраст.

Метаморфические образования, сходные с породами саларинской и ипатинской свит, известны в верхнем течении р. Селемджи, где они слагают брахиантиклинальные структуры в междуречье Харги и Эльги и в низовьях р. Бол. Наэргена.

ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Буреинский хребет

Верхнепротерозойские образования, по мнению некоторых исследователей, слагают сложную брахиантиклинальную структуру размером 20×70 *км*, расположенную в бассейнах рек Усмани, Ипаты, Серегекты, Магана, Ургал-Макита, Куранаха, Кирилася, Ям-Макита и Сулука. С запада на верхнепротерозойские образования надвинуты триасовые отложения.

На востоке по разрыву меридионального направления к метаморфическим породам примыкают, согласно исследованиям М. Т. Турбина, осадочные образования среднего и верхнего палеозоя. Значительная часть брахиантиклинальной верхнепротерозойской структуры на востоке и юго-востоке уничтожена интрузией верхнемеловых гранитоидов и частично перекрыта покровами меловых эффузивов.

В. Ф. Сиговым, С. С. Дарбиняном и К. Ф. Клыжко в бассейнах рек Усмани, Серегекты, Ургал-Макита, Кирилася, Ям-Макита и Су-

http://jurassic.ru/

лука по литологическим признакам предлагается расчленение метаморфических пород на три свиты (снизу): самырскую, аныкскую и ортукскую. В верховьях рек Правой Буреи и Нимана верхнепротерозойские образования представлены только *самырской свитой.*

Наиболее широко развиты породы самырской свиты, обнажающиеся в ядре брахиантиклинальной складки, в бассейнах рек Магана, Серегекты, Ипаты, Ям-Макита. Свита сложена черными грубополосчатыми графит-серицит-кварцевыми и зелеными хлорит-кварцевыми сланцами. Присутствие графитовых пород является важной особенностью самырской свиты как в рассматриваемом районе, так и далеко за его пределами, в верховьях рек Правой Буреи, Нимана и Самыра. Характерно также наличие гофрировки, плойчатости и широкое развитие согласных, реже секущих инъекций кварца мощностью от нескольких миллиметров до 10—20 *см.* Близ контактов с позднемеловыми интрузиями сланцы теряют свой первоначальный облик и превращаются в полнокристаллические породы, напоминающие по внешнему виду гнейсы.

Строение нижней и средней частей разреза свиты, изученное по бортам долины р. Куранаха, следующее. В низах разреза преобладают графит-серицит-кварцевые и графит-слюдяно-кварцевые сланцы с редкими пачками зеленых сланцев (хлорит-кварцевых, амфибол-хлоритовых и др.) мощностью до 50 *м.* В средней части свиты количество последних несколько увеличивается. Одновременно в разрезе появляются маломощные пласты (10—15 *м*) серицит-кварцевых сланцев.

Разрез верхней части свиты наблюдался по берегам р. Буреи выше устья р. Усмани (снизу):

1. Сланцы хлорито-кварцевые, светло-зеленые, плойчатые	55 *м*
2. Сланцы биотит-серицито-кварцевые, черного цвета, тонкорассланцованные, обильно инъецированные кварцем	10 „
3. Сланцы графит-серицито-кварцевые, темно-серого почти черного цвета, тонкорассланцованные, полосчатые	83 „
4. Сланцы хлорито-кварцевые, зеленые, полосчатые	12 „
5. Сланцы графит-серицито-кварцевые, темно-серые	6 „
6. Сланцы хлорито-кварцевые, зеленые	8 „
7. Сланцы графит-слюдяно-кварцевые, темно-серые плойчатые, полосчатые за счет согласных инъекций кварцевых прожилков	42 „
8. Сланцы хлорито-кварцевые, зеленые	5 „
9. Сланцы графит-серицито-кварцевые, темно-серые	51 „
10. Сланцы хлорито-кварцевые, светло-зеленые, обильно инъецированные кварцевыми прожилками	15 „
11. Сланцы серицит-кварцевые, светло-серые, массивные	3 „
12. Сланцы графит-слюдяно-кварцевые, темно-серые плойчатые	12 „
13. Сланцы хлорито-кварцевые, светло-зеленые	1 „

Выше залегают серицит-кварцевые сланцы аныкской свиты. В верховьях рек Правой Буреи и Нимана самырская свита близ прииска Софийска и по р. Правой Бурее была расчленена по текстурным признакам на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

В разрезе нижней подсвиты преобладают грубополосчатые черные графит-слюдяно-кварцевые сланцы, переслаивающиеся с маломощными (от сантиметра до 50—60 *см*) прослоями и залежами амфибол-хлоритовых и хлорит-амфиболовых сланцев. Количество прослоев этих сланцев составляет в среднем 5—10% от общего объема пород, достигая в междуречье Тайон-Эльги и Учугей-Эльги 30%. В верхах подсвиты отмечаются тонкие (до 2—3 *м*) прослои кварцитовидных сланцев и мусковитовых кварцитов. Мощность подсвиты 400—500 *м.*

К средней подсвите мощностью 200—400 *м* отнесены тонкополосчатые графит-слюдяно-кварцевые сланцы, слюдяно-альбит-кварцевые сланцы, содержащие короткие маломощные прослои (до 5 *м*) амфибол-хлоритовых сланцев и мусковитовых кварцитов.

http://jurassic.ru/

Для верхней подсвиты характерно наличие грубополосчатых плойчатых графит-слюдяно-кварцевых сланцев с прослоями амфиболовых сланцев и линзами мраморов мощностью до 1,5 *м*. Мусковитовые кварциты приурочены к средней части подсвиты. Мощность верхней подсвиты 350—750 *м*.

Общая мощность самырской свиты определяется в 1500—1800 *м*.

Породы самырской свиты возникли, по-видимому, за счет метаморфизма углисто-глинистых сланцев, переслаивающихся с эффузивами основного и среднего состава. Не исключена возможность образования части зеленых сланцев за счет мергелистых осадков.

Аныкская свита развита в бассейнах рек Ургал-Макита, Кирилася, Магана, Ям-Макита и Сулука. Литологически она представляет монотонную толщу серых и желтовато-серых серицит-кварцевых и мусковит-альбит-кварцевых сланцев.

С нижележащей самырской свитой аныкская связана постепенным переходом, что отчетливо видно в обнажениях по левому берегу р. Буреи близ устья р. Усмани, в верховьях рек Усмань-Макита и Ям-Макита. Граница между свитами фиксируется по исчезновению в разрезе графитистых и хлорит-амфиболовых разновидностей сланцев.

Хорошие разрезы аныкской свиты имеются по берегам рек Буреи, Магана и Правого Уссомаха. По р. Бурее ниже устья р. Усмани разрез представлен (снизу):

1.	Сланцы альбит-серицит-кварцевые, массивные	150 *м*
2.	Сланцы биотит-кварцевые, темно-серые, неясносланцеватые	10 „
3.	Сланцы серицит-кварцевые, светло-серые, массивные	70 „
4.	Сланцы биотит-кварцевые, темно-серые	1 „
5.	Сланцы серицит-кварцевые, светло-серые, неясносланцеватые, участками массивные	250 „

Выше залегают однообразные серицит-кварцевые сланцы, среди которых изредка встречаются прослои биотит-кварцевых сланцев мощностью не более 1 *м*. Мощность аныкской свиты 1950—2000 *м*.

В низовьях р. Тылерги разрез свиты представлен (снизу):

1.	Сланцы альбит-кварц-мусковитовые массивные, местами приобретающие кварцитовидный облик	500 *м*
2.	Сланцы альбит-серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые	180 „
3.	Сланцы кварц-серицитовые, тонкорассланцованные	110 „
4.	Сланцы эпидот-хлорит-актинолитовые, массивные до груборассланцованных	20 „
5.	Сланцы кварц-серицитовые, тонкорассланцованные	20 „
6.	Переслаивание пластов массивных серицит-кварцевых и хлорит-серицит-кварцевых сланцев с редкими маломощными прослойками (до 25 *см*) тонкополосчатых кварц-серицитовых сланцев	100 „
7.	Сланцы эпидот-хлорит-актинолитовые, груборассланцованные, зеленые, травяно-зеленые	120 „
8.	Сланцы альбит-кварц-серицитовые, полосчатые	25 „
9.	Сланцы альбит-серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые с линзами и прожилками (до 10 *см*) кварца	30 „
10.	Сланцы кварц-серицитовые, тонкополосчатые с линзами кварца	65 „

Выше залегают эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы ортукской свиты. Видимая мощность аныкской свиты по р. Тылерге 1200 *м*.

Серицит-кварцевые, мусковит-серицит-кварцевые, серицит-альбитовые и прочие разновидности распознаются только при микроскопическом изучении пород. Они характеризуются лепидогранобластовой и порфиробластовой с участками бластопсаммитовой структурами. Состав серицитовых разностей сланцев: кварц (50—90%), серицит (15—50%). В слюдяных разновидностях содержатся мусковит или биотит (до 30%), в альбитовых — альбит (до 30%). В незначительных количествах присутствуют эпидот, хлорит, гранат и гематит.

Наличие в породах аныкской свиты реликтов псаммитовой структуры позволяет предположить, что они возникли за счет метаморфизма

http://jurassic.ru/

мощной однообразной толщи песчаников, возможно, аркозового состава.

Ортукская свита, венчающая разрез докембрийских образований района, развита в бассейнах рек Магана, Ургал-Макита, Ургала, Тылерги, Кирилася. Отдельные изолированные выходы свиты имеются по левобережью р. Сулука и в бассейне р. Ям-Макита. Образования ортукской свиты согласно залегают на аныкской свите и перекрываются с угловым несогласием верхнемеловыми эффузивами. Свита, разрезы которой изучены по рекам Бурее, Магану, Правому Уссомаху и Сулуку, сложена однообразными массивными, реже плойчатыми сланцами зеленого цвета, среди которых различаются разновидности эпидот-актинолитового, хлорит-эпидот-актинолитового, эпидот-альбит-хлоритового состава.

Низы свиты изучались по р. Тылерге. Здесь на полосчатых тонкорассланцованных альбит-кварц-серицитовых сланцах согласно залегают (снизу):

1. Зеленые массивные хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы. В низах пачки наблюдаются прожилки кварца . . . . . 200 *м*
2. Зеленые полосчатые хлорит-актинолит-эпидотовые сланцы с прожилками кварца . . . . . 250 „
3. Монотонные зеленые полосчатые эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы . . 300 „

Мощность свиты 1500 *м*.

К востоку от верховьев р. Правой Буреи по правобережью р. Керби, в бассейнах рек Нилана, Сивака, Гонгра-Макита отмечается брахиантиклинальная структура, ограниченная разломами северо-восточного направления. Размеры ее 50×20 *км*. По данным Л. В. Эйриша, ядро брахиантиклинали сложено черными грубополосчатыми слюдяно-альбит-кварцевыми сланцами, содержащими редкие прослои хлорит-амфиболовых сланцев. Эта толща по степени метаморфизма и составу аналогична самырской свите. Толща черных грубополосчатых сланцев согласно перекрывается толщей серицит-альбит-кварцевых светлоокрашенных сланцев, похожей на аныкскую свиту. Очевидно, эти образования можно считать верхнепротерозойскими, сопоставляя их с вышеописанными метаморфическими сланцами.

Взаимоотношение комплекса согласно залегающих пород, которые слагают самырскую, аныкскую и ортукскую свиты, с породами тастахской серии не установлено. Известно, что в бассейне верхнего течения рек Правой Буреи и Нимана образования самырской свиты несогласно лежат на нижнепротерозойских метаморфических породах саларинской и ипатинской свит и с угловым несогласием перекрываются осадками среднего девона. По мнению Р. М. Тонояна и Э. П. Хохлова, в районе прииска Софийска и верховьях рек Тайон-Эльги, Учугей-Эльги и Нимана образования самырской свиты несогласно перекрываются отложениями златоустовской свиты синийского возраста. Условно можно принять, что образования самырской свиты, метаморфизованные в меньшей степени, чем породы тастахской серии, гуджальской, саларинской и ипатинской свит и в большей степени, чем синийские породы, имеют верхнепротерозойский возраст, хотя не исключено и их более высокое стратиграфическое положение. Некоторые исследователи, например М. Т. Турбин, придают образованиям самырской свиты нижнепалеозойский, а породам аныкской свиты нижне-среднепалеозойский возраст.

Менее изучены выходы верхнепротерозойских (?) образований в бассейне р. Селемджи и на правобережье р. Уды. В Харгинском районе в составе этих образований преобладают различные метаморфические сланцы (актинолитовые, эпидот-актинолитовые, слюдяно-графитистые и др.). В бассейне р. Кумусун была описана ямпканская свита

http://jurassic.ru/

(свыше 400 *м* мощности) серицит-кварцевых и кварц-серицитовых сланцев с линзовидными пачками значительной мощности (десятки метров) альбитово-амфиболовых сланцев.

В 30-годах В. И. Серпуховым была описана в районе прииска Баладек толща кварц-актинолитовых, кварц-слюдяных, хлоритовых и серицитовых сланцев, позднее более полно описанная Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемековым (Красный, 1958) под названием баладекского комплекса. Породы баладекского комплекса (мусковито-актинолитовые, амфиболо-хлоритовые и другие сланцы) выходят в узкой (шириной 15—30 *км*) антиклинальной структуре, вытянутой в северо-восточном направлении.

Отмеченные выше выходы ямпканской свиты и баладекского комплекса находятся в зоне интенсивного смятия, где преобладают рассланцованные и нередко катаклазированные породы, измененные процессами динамического и регионального метаморфизма и частично гидротермальными процессами.

СИНИЙ

Под названием «синий» (синийский комплекс) в пределах Амурской области и Хабаровского края описываются как отложения, подстилающие кембрийские (Учуро-Майский район, Малый Хинган, Мельгинский и Верхнеселемджинский районы), так и образования, отличающиеся по метаморфизму и условиям залегания от более молодых (обычно средне- и верхнепалеозойских и нижнемезозойских). В последнем случае синийские образования выделяются с многочисленными оговорками, подчеркивающими неточность их возраста и нередко стратиграфического положения.

Отложения доказанного синийского возраста известны на севере Хабаровского края в Аяно-Майском районе. В пределах юго-восточной части Сибирской платформы и ее обрамления они совместно с кембрийскими отложениями занимают значительные пространства бассейнов рек Маи и Учура. Изучение этих толщ было начато В. Н. Зверевым (1913) и продолжено М. Я. Столяром (1934), А. А. Леонтовичем (1937), С. Н. Алексейчиком (1939), Ю. К. Дзевановским, И. Г. Козловым, В. З. Скороходом, Анд. К. Матвеевым, Н. П. Туаевым и другими, которые относили их (совместно с перекрывающими кембрийскими отложениями) к кембрию. Последующее описание стратиграфии этих подразделений принадлежит В. А. Ярмолюку, С. В. Нужнову, Ю. К. Горецкому, В. М. Моралеву, В. Р. Алексееву, Г. Ю. Лагздиной и др.

К синийскому возрасту рядом геологов относятся и терригенные породы хребтов Янкан, Тукурингра — Соктахан-Джагды, которые по данным Э. Л. Школьника, В. Ф. Сигова, Г. В. Беляевой, А. К. Егорова, Ю. И. Щербины и Г. И. Неронского и др., без видимого перерыва в осадконакоплении подстилают слои, содержащие археоциаты и водоросли низов нижнего кембрия. Вопросами стратиграфии синийских отложений в Джагдинском поднятии и сопредельных с запада, востока и юга районах в различное время занимались Н. Ф. Левыкин, Н. П. Саврасов, Л. И. Красный, А. М. Смирнов, М. С. Нагибина, Н. А. Богданов, В. Ф. Зубков, П. А. Сушков, С. С. Дарбинян, В. Ф. Козюра, Д. А. Кириков, Э. П. Хохлов, Р. М. Тоноян, С. Ф. Усенко, Ю. А. Мамонтов, В. В. Шиханов, М. Т. Турбин, С. Д. Шер и О. И. Ковалева, С. А. Иванов и др.

Вероятно, синийский возраст имеют терригенно-карбонатные толщи Малого Хингана, а также Мельгинского и Тырминско-Сутырского районов Буреинского массива. Стратиграфия синия (верхнего протерозоя) первого из этих районов была разработана еще в начале 30-х годов

http://jurassic.ru/

С. А. Музылевым и подтверждена дальнейшими исследованиями М. Н. Доброхотова, В. А. Перваго, С. Г. Кастаняна, К. А. Львова, М. В. Чеботарева, М. Г. Золотова, В. А. Махинина, Л. В. Эйриша и многих др. Синийские толщи бассейна р. Верхнего Мельгина изучались Ю. П. Рассказовым, А. П. Глушковым и А. М. Алексеевым.

Учуро-Майский район

В. А. Ярмолюк, С. Ф. Допиро и Н. Ф. Соловьев впервые в 1940 г. высказали соображение о том, что мощная толща терригенно-карбонатных платформенных отложений, залегающая стратиграфически ниже зоны Olenellus нижнего кембрия (юдомская свита), имеет не кембрийский, а верхнепротерозойский (синийский) возраст. В 1941 г. В. А. Ярмолюком в среднем течении р. Ингили (правый приток р. Маи) было установлено, что нижнекембрийские доломиты юдомской свиты, залегая горизонтально, с резким несогласием перекрывают поставленные на голову более древние «доюдомские» свиты и прорывающие их интрузивные породы. Это свидетельствует о большом промежутке времени, отделяющем нижнекембрийские свиты от более древних свит, которые уже в силу этого не могут считаться кембрийскими. В 1941 г. Анд. К. Матвеев установил в бассейне р. Учура несогласное залегание юдомской свиты на подстилающих ее осадочных породах. Ю. К. Горецкий, Р. М. Тоноян, С. В. Нужнов (1956, 1961), В. М. Моралев (1962) и большая группа геологов Алданской экспедиции ВАГТа полностью подтвердили точку зрения о докембрийском (синийском) возрасте отложений, подстилающих юдомскую свиту.

Синийские отложения района образуют мощную толщу ритмично переслаивающихся терригенно-карбонатных пород, охарактеризованных обильными остатками водорослей, преимущественно строматолитов, детально еще не изученных.

В пределах платформы синийские отложения залегают почти горизонтально, без существенного изменения мощностей по простиранию. Напротив, в обрамлении платформы, в Юдомо-Майском прогибе они собраны в складки, разбиты сбросами и надвигами и обнаруживают определенную тенденцию к увеличению мощностей, особенно терригенных слоев, от края платформы к осевой части прогиба. Граница между платформой и ее обрамлением исключительно четкая (рис. 13). Она проходит по Нельканскому надвигу (Ярмолюк, 1946).

По литолого-фациальным и структурным особенностям синийские отложения расчленяются на четыре серии: уянская, учурская, майская и уйская (Нужнов, Ярмолюк, 1959). Каждая из этих серий представляет собой литологический комплекс, начинающийся, как правило, песчаными, местами песчано-галечниковыми породами и завершающийся карбонатными или глинистыми породами.

Уянская серия (по В. Р. Алексееву, конкулинская свита) развита преимущественно в среднем течении р. Учур, по ее притокам Уяну, Гекану и Улкану. Незначительное распространение она имеет в среднем течении р. Маймакана, левого притока р. Мая. Сложена она преимущественно аркозовыми, полевошпатово-кварцевыми и частично кварцевыми песчаниками красновато-серого, сиреневого и серого цвета, залегающими с резким несогласием на кристаллическом фундаменте. Песчаники, как правило, имеют грубую косую и продольную слоистость, реже обладают массивным сложением. Некоторые слои на поверхности наслоения содержат волноприбойные знаки и «иероглифы», представляющие собой следы ползающих червей и отпечатки медуз (?). В основании свиты залегают маломощные прослои конгломератов и гравелитов, а в

http://jurassic.ru/

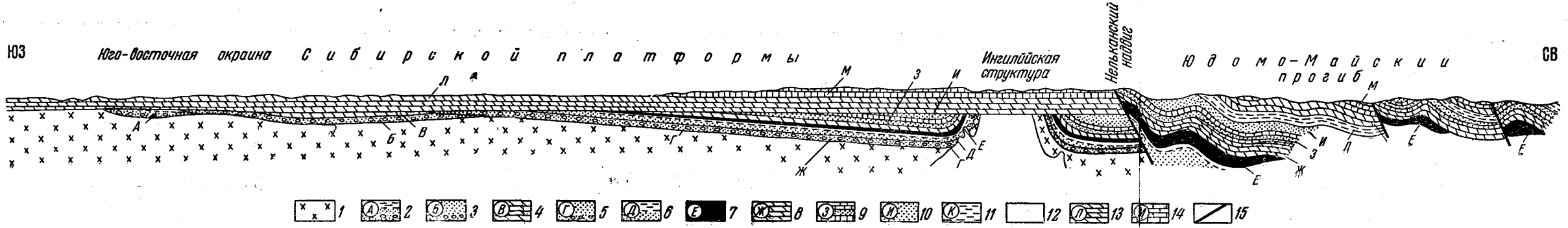


Рис. 13. Схематизированный разрез юго-восточной части Сибирской платформы и Юдомо-Майского прогиба. Составил В. А. Ярмолюк

Архей и нижний протерозой: *1* — кристаллические породы фундамента платформы. Верхний протерозой (синий); *2* — конкулинская свита; *3* — гонамская свита; *4* — омахтинская свита; *5* — эннинская свита; *6* — омнинская свита; *7* — малгинская свита; *8* — ципандинская свита; *9* — лахандинская свита; *10* — кандыкская свита; *11* — усть-кирбинская свита; *12* — ультраосновные щелочные породы ингилийской структуры. Палеозой. Нижний кембрий: *13* — юдомская свита; *14* — пестроцветная свита; *15* — наиболее крупные тектонические разрывы

http://jurassic.ru/

более верхних горизонтах — тонкие пропластки темно-красных плитчатых алевролитов и кремнистых глин кирпично-красного цвета.

Конкулинская свита выполняет пологий прогиб в протерозойском фундаменте, вытянутый с запад-северо-запада на восток-юго-восток вдоль северо-восточного края Алданского щита. У бортов прогиба мощность свиты минимальная, измеряется первыми метрами, тогда как к внутренним частям мощность увеличивается до 400 *м*. Породы конкулинской свиты прорваны и метаморфизованы щелочными гранитами, граносиенитами, граносиенит-порфирами и кварцевыми порфирами, входящими в состав улканского субвулканического комплекса. В краевых частях прогиба эти интрузивные породы образуют межпластовые залежи мощностью до 200 *м* и протяженностью в несколько километров. Прорывая уянскую серию, они в свою очередь перекрываются базальными конгломератами вышележащей учурской серии и входят в состав галечникового материала этих конгломератов, что позволяет отнести их к раннесинийскому возрасту.

С. В. Нужнов считает, что уянская серия представлена не полным литологическим циклом, а только самыми нижними, терригенными горизонтами, которые соответствуют периоду трансгрессии раннесинийского моря. Верхние горизонты серии были, вероятно, уничтожены в период более молодой синийской трансгрессии, с которой связано накопление пород учурской серии.

Учурская серия впервые была описана М. Я. Столяром (в 1934 г.), который разделил ее на две: свиту красных песчаников и мергелей и свиту плитчатых (с волнисто-слоистостью) известняков, и по возрасту отнес к кембрию. В 1941 г. Анд. К. Матвеев установил синийский возраст этих свит более древний, чем возраст синийских отложений бассейна р. Маи.

Учурская серия, подобно уянской, развита преимущественно в среднем течении р. Учура и по его притокам Гонаму, Тыркану, Уяну и частично по левым притокам р. Маи Бол. Аиму, Мал. Аиму, Маймакану, Батомге и Челасину. Она подразделяется на две свиты: нижнюю гонамскую и верхнюю омахтинскую.

Гонамская свита, выделенная З. Г. Ушаковой и Ю. К. Дзевановским в 1947 г., залегает несогласно на породах уянской серии, на прорывающих эти породы субщелочных гранитоидах и на кристаллических сланцах и гнейсах протерозоя.

Свита сложена в основном аркозовыми, полевошпатово-кварцевыми, реже кварцевыми песчаниками вишнево-красного, красно-серого, местами желтовато-серого и серого цвета, характерной особенностью которых является четкая косая и продольная слоистость. Среди песчаников наблюдаются прослои конгломератов, алевролитов, реже доломитов. В западной части бассейна р. Учура описан следующий разрез (снизу):

1. Аркозовые и полевошпатово-кварцевые красноцветные песчаники с прослоями и линзами конгломератов и гравелитов в основании. Галька конгломератов состоит из кварца, гнейсов, кристаллических сланцев, улканских субщелочных гранитоидов, кварцевых порфиров, песчаников конкулинской свиты, а также водорослевых известняков . 5—10 *м*
2. Аркозовые песчаники вишнево-красные, часто переслаивающиеся с тонкоплитчатыми алевролитами коричневато-красного цвета и реже с песчаниками светло-серого цвета . . . . . 10—20 „
3. Доломиты желтовато-розовые и красновато-серые, переслаивающиеся с тонкоплитчатыми алевролитами коричневато-красного цвета и редко с красноцветными песчаниками. Доломиты в большинстве своем органогенные. Сложены слоистыми строматолитами типа *Collenia*. В алевролитах наблюдались псевдоморфозы по лучистым агрегатам кристаллов гипса . . . . . 20—50 „

http://jurassic.ru/

4. Песчаники аркозовые, полевошпатово-кварцевые, реже кварцевые с характерной косой и продольной слоистостью, красно-серого цвета. Единичными прослоями присутствуют тонкоплитчатые алевролиты вишнево-красного цвета и желтовато-розовые и серые водорослевые доломиты. На плоскостях напластования — волноприбойные знаки, следы капель дождя и «иероглифы». В отдельных слоях песчаников наблюдались псевдоморфозы по каменной соли . . . . . 150—300 *м*

Мощность гонамской свиты в западной части бассейна р. Учура колеблется от 100—150 до 350—400 *м*.

К востоку состав свиты и ее мощность заметно меняются. Песчаники из красноцветных становятся все более сероцветными, исчезают доломиты, а в верхней части свиты намечается фациальный переход песчаников в тонкоплитчатые алевролиты. В бассейнах рек Чульба и Юна свита резко сокращается в мощности, а на южных склонах Омнинского поднятия полностью выклинивается. К северо-востоку от Омнинского поднятия она появляется вновь, достигает по р. Маймакан мощности 200—300 *м*, а в бассейнах рек Батомги и Челасина даже удваивается. В этой части района наблюдался следующий разрез (снизу):

1. Песчаники кварцевые разнозернистые серого, реже розовато-серого цвета с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов . . . 5 *м*
2. Алевролиты и аргиллиты тонкоплитчатые темно-серого, черного, серого и зеленовато-серого цвета с редкими пропластками мелкозернистых песчаников . . . . . до 150 „
3. Песчаники кварцевые и полевошпатово-кварцевые светло-серого, серого, желтовато-серого цвета с четкой косой и продольной слоистостью . . . . . 200—300 „
4. Алевролиты тонкоплитчатые серого, темно-серого, зеленовато-серого и буровато-желтого цвета с пропластками аргиллитов и мелкозернистых песчаников . . . . . 300 „

Мощность гонамской свиты в бассейнах рек Батомги и Челасина 600—650 *м*.

Омахтинская свита, выделенная З. Г. Ущаковой и Ю. К. Дзевановским в 1947 г., развита совместно с подстилающей ее гонамской свитой преимущественно в бассейне р. Учура и лишь местами в южной части бассейна р. Маи. В бассейне р. Учура, а также по рекам Бол. Аим и Мал. Аим свита связана постепенными взаимопереходами с гонамской свитой. Она сложена доломитами и доломитистыми известняками светло-серого и серого цвета, имеющими оолитовое, онколитовое и брекчиевидное строение. Среди них наблюдаются сиреневые и зеленоватые известняки, а также прослои мощностью от 0,1 до 2,0 *м* серых кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников, тонкоплитчатых известковистых аргиллитов и алевролитов, тяготеющих к нижним горизонтам свиты. Повсеместно в карбонатных породах присутствуют обильные остатки слоистых и желваковых строматолитов, а также разнообразные проблематики. Нередко слоистые строматолиты образуют крупные волнообразно изогнутые биогермы.

Мощность свиты в бассейне р. Учура колеблется от 100 до 500 *м*.

В южной части бассейна р. Маи, по притокам р. Маи Маймакану, Батомге и Челасину омахтинская свита представлена серыми и темно-серыми часто окремнелыми доломитами, которым подчинены линзы и прослои светло-серых и розовато-серых кварцевых песчаников, а также линзы и неправильной формы стяжения черных, серых и белых кремней. Мощность 250—300 *м*.

Общая мощность пород учурской серии составляет 300—700 *м* на западе и 900—1000 *м* на востоке района.

По сравнению с уянской учурская серия является более полным литологическим комплексом. Она представлена последовательно сме-

http://jurassic.ru/

няющими друг друга снизу вверх грубообломочными терригенными (основание гонамской свиты), тонкообломочными терригенными (верхние горизонты гонамской свиты) и, наконец, карбонатными в основном органогенными (омахтинская свита) породами. Терригенные породы гонамской свиты относятся ко второй, более обширной, синийской морской трансгрессии. В омахтинское время произошла стабилизация морского бассейна и связанное с ней накопление органогенных доломитов и известняков. Со следующей, третьей по счету, синийской трансгрессией связано накопление мощной толщи пород, образующих майскую серию осадков.

Майская серия по литологическим особенностям расчленяется на пять свит (снизу): эннинскую, омнинскую, малгинскую, ципандинскую и лахандинскую. Майская серия наиболее полно представлена в бассейне р. Маи, где вскрыт почти полный разрез входящих в состав серии горных пород. И только нижняя эннинская свита широко распространена в бассейне р. Учура.

Впервые толща песчано-сланцевых пород, составляющая две нижние свиты майской серии (эннинскую и залегающую на ней омнинскую), была детально описана В. З. Скороходом в 1937 г. под названием инилийской свиты. В бассейне среднего течения р. Маи она залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте в основании осадочного чехла платформы.

В 1941 г. Анд. К. Матвеев установил, что эти отложения с бассейна р. Маи прослеживаются далеко на юг и юго-запад в бассейне р. Учура, перекрывая трансгрессивно и несогласно не только кристаллический фундамент, но и более древние слои синийских отложений на р. Мае (ныне уянская и учурская серии), объединенные под названием учурской свиты. Чтобы подчеркнуть, что перекрывающая учурскую свиту толща терригенных пород более характерна для бассейна р. Маи, Матвеев назвал ее майской свитой. В дальнейшем В. А. Ярмолюк (1946), учитывая, что в нижней части свиты преобладают песчаники, а в верхней сланцы, предложил расчленить майскую свиту на два горизонта: нижний — песчаниковый и верхний — сланцевый. Последующие исследователи придали этим горизонтам значение свит, назвав нижний горизонт — эннинской свитой и верхний — омнинской свитой.

Эннинская свита выделена З. Г. Ушаковой и Ю. К. Дзевановским в 1947 г. Она со стратиграфическим несогласием перекрывает породы уянской и учурской серий, а в ряде мест залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте.

Свита сложена преимущественно кварцевыми песчаниками серого цвета, а также незначительными по мощности прослоями и линзами конгломератов, гравелитов, алевролитов, аргиллитов и доломитов. Породы обладают заметной фациальной изменчивостью.

В юго-западной части бассейна р. Учура, по рекам Алгома, Гонам, Идюм, эннинская свита, залегая на породах омахтинской свиты, имеет (по С. В. Нужнову) следующий разрез (снизу):

1. Песчаники полевошпатово-кварцевые, разнозернистые, сиреневато-красного и красно-серого цвета, переслаивающиеся с песчаниками кварцевыми светло-серого цвета и редкими маломощными (до 0,2 *м*) слоями водорослевых доломитов и доломитовых известняков. В основании горизонта присутствуют гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты с галькой кварца, кристаллических сланцев, гранитов и доломитов . . . . . 20—40 *м*
2. Песчаники кварцевые, светло-серые, реже розовато-серые, с редкими маломощными прослоями водорослевых доломитов, а в верхней части тонкоплитчатых алевролитов . . . . . 100—150 „

Общая мощность свиты 120—190 *м*.

http://jurassic.ru/

В истоках р. Чульбэ присутствующие в свите слои водорослевых доломитов увеличиваются в мощности до 20—25 *м*.

В среднем течении р. Учура по рекам Гекан, Юна и Томитокан свита имеет следующий разрез по В. Р. Алексееву и М. Я. Попову (снизу).

1. Песчаники кварцевые, грубозернистые и гравелистые, светло-серого, серого, реже зеленовато-серого цвета с точечным крапом ржавого цвета. В основании местами присутствуют конгломераты с галькой кварца, кристаллических пород фундамента и кварцевых порфиров . . . 20 *м*
2. Алевролиты тонкоплитчатые, зеленовато-серого и буровато-желтого цвета с подчиненными прослоями светло-серых и желтовато-серых кварцевых песчаников, а также буровато-желтых аргиллитов. Изредка наблюдаются маломощные прослои доломитов и доломитистых известняков . . . . . 70—80 „
3. Песчаники кварцевые, белые, светло-серые и серые с косой и горизонтальной слоистостью, с маломощными прослоями тонкоплитчатых алевролитов зеленовато-серого цвета . . . . . 20 „

Общая мощность свиты 100—120 *м*.

В западной части бассейна р. Маи, по рекам Бол. Аим, Латаа, Омня, Ичас, эннинская свита, залегая непосредственно на кристаллическом фундаменте, имеет (по С. В. Нужнову) следующее строение (снизу).

1. Кварцевые, реже полевошпатово-кварцевые, грубозернистые до гравелистых песчаники светло-серого, местами желтовато-бурого и розовато-серого цвета, с конгломератами и гравелитами в основании . . . . 10—12 *м*
2. Песчаники кварцевые, разнозернистые, светло-серого и желтовато-серого цвета, содержащие прослои зеленовато-желтых глауконито-кварцевых песчаников и зеленовато-серых тонкоплитчатых алевролитов. Песчаники с косой и продольной слоистостью и знаками волновой ряби на плоскостях напластования . . . . . 100—130 „
3. Алевролиты и алевритистые аргиллиты, тонкоплитчатые с тонкой косой и продольной слоистостью зеленовато-серого и буровато-желтого цвета. Им подчинены маломощные (0,1—0,5 *м*) слои кварцевых ожелезненных песчаников желто-серого и буро-коричневого цвета . . . . . 20—40 „
4. Песчаники кварцевые, серого, желтовато-серого и буровато-желтого цвета с маломощными прослоями зеленовато-серых и буровато-желтых тонкоплитчатых алевролитов . . . . . 10—20 „

Общая мощность свиты 150—200 *м*.

В южной части бассейна р. Маи по рекам Батомга и Челасин в разрезе свиты преобладают тонкозернистые плитчатые косослоистые песчаники и алевролиты зеленовато-серого цвета, переслаивающиеся с подчиненными прослоями кварцевых песчаников серого цвета и желтовато-бурых аргиллитов. Мощность 200—250 *м*.

На р. Маи, при устье р. Маймакана, в составе свиты наиболее широко развиты кварцевые и полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с кварц-полевошпатовыми алевролитами, которым подчинены редкие прослои известняков. В основании залегают конгломераты, состоящие из хорошо окатанной гальки размером 0,5—5,0 *см*, гнейсов, гранитов и других подстилающих свиту пород. Мощность 130 *м*.

В целом эннинская свита, хотя и отличается фациальной изменчивостью, в основном сохраняет песчано-алевролитовый состав на огромных площадях своего развития, обнаруживая при этом некоторую тенденцию к увеличению мощности с запада на восток в сторону Юдомо-Майского прогиба (от 120 *м* на западе до 300 *м* на востоке).

Омнинская свита выделена С. В. Нужновым в 1956 г. Сложена она алевролитами (рис. 14) и аргиллитами, связанными взаимопереходами с породами нижележащей эннинской свиты. В нижней части омнинской свиты преобладают зеленовато-серые и желтовато-бурые тонкоплитчатые алевролиты с тонкой косой и продольной слоистостью. Им подчинены прослои буровато-желтых тонкоплитчатых аргиллитов, а также

http://jurassic.ru/

желтовато-серых кварцевых и зеленоватых глауконитовых песчаников. В верхней части доминируют буровато-желтые и зеленовато-серые тонкоплитчатые аргиллиты, чередующиеся с прослоями алевролитов, в которых присутствуют караваеобразные песчано-сидеритовые конкреции. Изредка наблюдаются маломощные (0,05 *м*) слои серовато-зеленых глауконитовых песчаников и желтовато-бурых известковистых аргиллитов. По р. Мая, вблизи Хахаря в самых верхах свиты присутствует пласт, состоящий из мелких (0,01—0,05 *м*) линзочек, обломков и пропластков вишнево-красных известково-глинистых окремнелых пород,

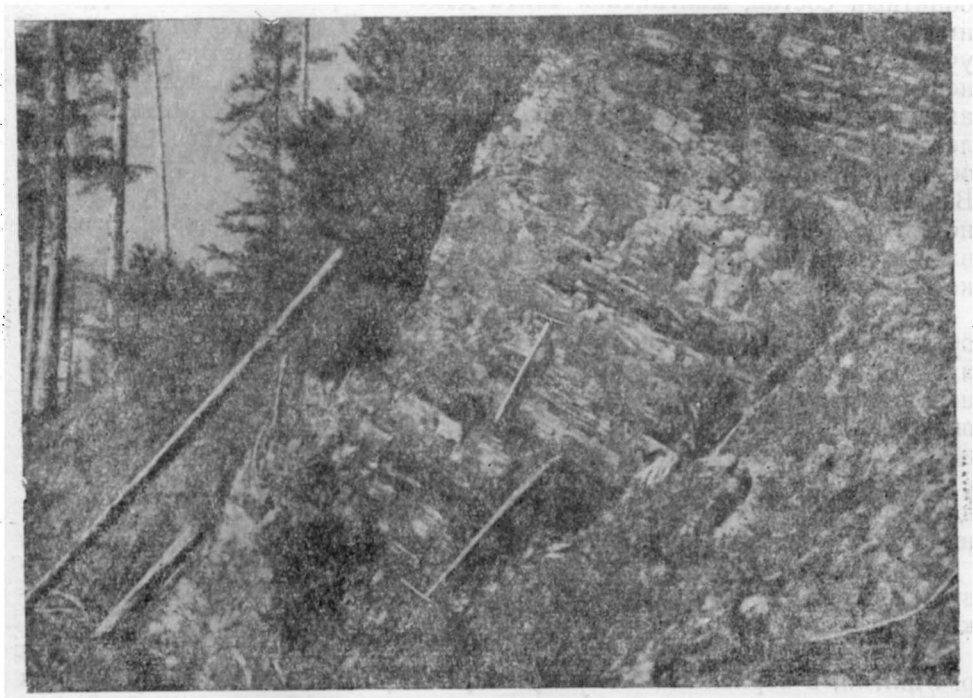


Рис. 14. Обнажение алевролитов омнинской свиты в верховьях р. Мал. Комуй. Фото М. А. Тарховой

переходящих по простиранию в песчанистые сидериты грязно-желтого цвета, содержащие зерна глауконита.

При бурении Лахандинской скважины были вскрыты верхние слои свиты общей мощностью 46 *м* (с глубины 545 по 591 *м*), разрез которых приводится по данным В. И. Петишкина.

1. Темные аргиллиты с отчетливо выраженной сланцеватостью. Они слегка песчанистые с мелкими чешуйками серицита на плоскостях напластования. Снизу тонкий (0,02 *м*) пропласток известковистого песчаника, мелкозернистого, плотного, темно-серого цвета	14,00 *м*
2. Переслаивание темных глинистых сланцев с серыми песчаниками мелкозернистыми плотными. Мощность слоев не превышает 5 *см*. Сланцы преобладают над песчаниками	1,30 „
3. Песчаник окремнелый мелкозернистый, очень плотный с раковистым изломом, серого цвета	0,50 „
4. Глинистый сланец, тонкослоистый, темно-серого цвета с редкими прослоями, мощностью от 0,01 до 0,30 *м* алевролита серого цвета . . .	28,60 „
5. Окремненный песчанистый сланец, очень плотный с раковистым изломом, зеленовато-серого цвета с мелкой охристой пятнистостью и рассеянной вкрапленностью пирита	2,15 „
6. Глинистый сланец, тонкоплитчатый, темно-серого цвета	0,60 „

http://jurassic.ru/

7. Песчано-глинистый сланец (алевролит), пятнистый, зеленовато-темно-серого цвета . . . . . 0,20 *м*

Выше лежат цветные мергели и известняки малгинской свиты. Породы рассечены гигантскими трещинами усыхания; имеются волноприбойные знаки и следы капель дождя. Мощность свиты в пределах окраины Сибирской платформы составляет 250—300 *м*, но к востоку от Нельканского надвига в пределах Юдомо-Майского прогиба она увеличивается до 600—700 *м*.

Малгинская свита. Выделена В. А. Ярмолюком в 1941 г. Имея карбонатный состав, малгинская свита довольно резко сменяет терригенные породы нижележащей омнинской свиты. В строении ее принимают участие главным образом тонкоплитчатые пелитоморфные цветные, нередко мергелистые известняки. Г. Г. Григорьев указывает, что из 12 анализов различных известняков свиты содержание $CaCO_3$ в них колеблется от 97,66 до 81,72%, $MgCO_3$ только 0,79 до 6,07%, а нерастворимый остаток и полуторные окислы составляют в сумме от 1,5 до 15,72%. В нижней части свиты известняки преимущественно красно-бурые, темно-красные, выше зеленоватые, желто-серые, серые и в верхах голубовато-серые. Местами окраска меняется по простиранию даже на коротком расстоянии в пределах одного отдельно взятого пласта.

Малгинская свита прослеживается в многочисленных береговых обнажениях р. Маи в районе Хахаря, между реками Ципандой и Ингили и в районе устья р. Малгин. Поверхность напластования известняков неровная, бугорчатая, на границе слоев находятся очень тонкие, в виде примазок, пропластки известковистых аргиллитов мощностью до 2 *мм*, имеющие, как и известняки, разнообразную окраску. Довольно часто в известняках наблюдаются скопления ланцетовидных известковых тел длиной 5—7 *см* и шириной 0,2—0,7 *см*, которые, вероятно, имеют органическую природу и представляют собой остатки водорослей.

В основании свиты встречаются маломощные (не более 1 *м*) линзовидные прослои внутриформационных конгломератов с плоскими гальками известняков.

В отдельных участках бассейна р. Маи, в частности в районе устья р. Малгин, в верхах свиты присутствует горизонт мощностью 20—30 *м* черных горючих сланцев и битуминозных известняков, мергелей и доломитов, который связан с подстилающими цветными известняками постепенным взаимопереходом. Горючие сланцы тонколистоватые, по составу глинисто-известковистые, они легко загораются от спички и хорошо горят в костре темно-бурым коптящим пламенем, издавая резкий запах битума. Сланцы сильно пиритизированы. В сланцах довольно часто заключены караваеобразные тела кремнисто-известковистого песчаника, пропитанного черным битумом, и черного кристаллически-зернистого (часто крупнокристаллического) известняка, содержащего включения асфальтита размером до 7 *см* в поперечнике. Породы разбиты вертикальными трещинами. Некоторые трещины залечены асфальтитом и закированным кальцитом, а иногда содержат жидкую ароматическую нефть. Капельножидкая нефть наблюдалась в горючих сланцах р. Малгин.

Битуминозный горизонт характеризуется исключительно тонким переслаиванием слагающих его пород. По В. З. Скороходу, разрез нижней части этого горизонта (правый борт р. Маи в 3 *км* ниже р. Малгин) следующий (снизу).

На уровне реки выступают серые мергели, над ними лежат:

1. Горючий сланец тонкослоистый, темно-коричневый . . . . . 0,05 *м*
2. Мергель тонкослоистый зелено-серый . . . . . 0,15 „

http://jurassic.ru/

3.	Горючие сланец, тонкозернистый, коричневый	0,04 *м*
4.	Мергель светло-голубой с пиритом по трещинам	0,10 „
5.	Горючий сланец листоватый черный	0,09 „
6.	Мергель серо-зеленый	0,08 „
7.	Горючие сланцы тонкослоистые с прослоями и линзами мергелистых известняков (0,02 *м*), разбитые трещинами, залеченными смолой и асфальтом. Известняки издают отчетливый запах битума, напоминающий запах керосина	1,40 „
8.	Доломитистый известняк с трещинами, заполненными кальцитом и асфальтом	0,40 „
9.	Песчанистый известняк, по трещинам асфальт	0,50 „
10.	Известково-песчанистый битуминозный сланец	0,02 „
11.	Мергелистый известняк серый	0,04 „
12.	Горючий сланец черный	0,04 „
13.	Известняк черно-серый с сильным запахом керосина и трещинами, залеченными кальцитом и асфальтом	0,27 „
14.	Горючие сланцы с прослоем мергеля	0,10 „
15.	Мергелистые сланцы серые с обильными стяжениями черного известняка	0,30 „
16.	Известняк серый, кавернозный	0,20 „
17.	Мергелистый битуминозный сланец	0,30 „
18.	Горючие сланцы с желваками и прослоями битуминозных известняков	0,30 „
19.	Горючие сланцы листоватые	0,40 „
20.	Известняк мергелистый битуминозный	0,06 „
21.	Горючие сланцы листоватые	0,25 „
22.	Мергель	0,05 „
23.	Горючие сланцы тонкослоистые	1,56 „
24.	Известняк трещиноватый с трещинами и кавернами, выполненными асфальтом	0,10 „
25.	Горючий сланец тонколистоватый, черный	0,10 „
26.	Известняк песчанистый	0,08 „
27.	Горючий сланец	0,07 „
28.	Известняк песчанистый	0,10 „
29.	Горючий сланец тонкослоистый	0,03 „
30.	Известняк сильно битуминозный, черный	0,25 „
31.	Горючий сланец	0,05 „
32.	Доломитистый известняк светло-розовый	0,03 „
33.	Горючий сланец	0,02 „
34.	Известняк битуминозный, черный	0,08 „
35.	Горючий сланец	0,05 „
36.	Известняк песчанистый, черный	0,15 „
37.	Горючий сланец	0,02 „
38.	Доломитистый известняк	0,06 „
39.	Горючие сланцы с желваками битуминозных известняков и с трещинками, выполненными асфальтом	0,15 „
40.	Мергелистые битуминозные сланцы	1,50 „
41.	Горючие сланцы тонкоплитчатые	1,50 „

Общая мощность 11,03 *м*.

Выше приведенного разреза идет такое же частое чередование маломощных слоев горючих сланцев с известняками, но при этом наблюдается постепенное увеличение удельного веса известняков за счет уменьшения мощности и числа прослоев горючих сланцев.

В Малгинской скале мощность битуминозных пород составляет 25—30 *м*.

В северо-западном направлении, в сторону р. Аима, мощность горизонта увеличивается, достигая в бассейне р. Аима, по данным И. Г. Козлова, 50 *м*. К юго-востоку вдоль долины р. Маи наблюдается фациальное изменение горизонта, заключающееся в выклинивании горючих сланцев и в возрастании роли известняков. Причем некоторые слои известняков утрачивают битуминозность. В частности, в 50—70 *км* вверх по р. Мае от малгинского обнажения, примерно в районе устья р. Ингили, в составе горизонта из числа битуминозных пород присутствуют только дисковидные тела темно-серых известняков среди светло-серых небитуминозных известняков. Возможно, из-за фациального выклинивания горючие сланцы не были встречены при бурении Лахандинской

http://jurassic.ru/

скважины, которая специально бурилась на битуминозный горизонт, но не подсекла его на глубине.

Значительные изменения мощности испытывает не только битуминозный горизонт, но и вся свита в целом. В районе р. Ципанды ее мощность составляет 150 *м*, в районе Хахаря 100 *м*, а в Лахандинской скважине всего 9,6 *м* (на интервале глубин 535—544,6 *м*). Судя по керну, она в этом месте представлена известняками и мергелистыми известняками темно-серого, серого и бурого цвета с примазками глинистого материала на плоскостях наслоения.

К востоку от Нельканского надвига, в частности в бассейне р. Нет, мощность свиты возрастает до 250—300 *м*. При этом в ее верхней части появляются тонкокристаллические известняки темно-серого и черного цвета мощностью около 100 *м* с отдельными прослоями обломочных известняков.

Ципандинская свита выделена Анд. К. Матвеевым в 1938 г. Наиболее широко она развита в среднем течении р. Маи от р. Нелькана на юго-востоке до р. Аима на северо-западе, где ею сложены многочисленные береговые скалы с причудливыми формами выветривания.

На подстилающих породах ципандинская свита залегает с местным внутриформационным перерывом. Сложена свита типичными доломитами в большинстве своем массивными, светло-серого (до сахаристо-белого) цвета. Они часто пористы, кавернозны и пещеристы. Стенки каверн обычно покрыты щетками кристаллов горного хрусталя, доломита, сидерита и пирита. Пористые и кавернозные доломиты при раскоде издают резкий запах битума. Местами каверны заполнены пластичными глинами, применяющимися местными жителями для побелки, а поры содержат скопления асфальтитов. В Лахандинской скважине с глубины 513 *м* был получен керн доломита с порами, заполненными нефтью. Нередко встречаются внутриформационные доломитовые брекчии и конгломераты, выклинивающиеся по простиранию. Широко развиты остатки водорослей — строматолитов слоистой и столбчатой формы, являющиеся для отдельных частей разреза породообразующими.

В низах свиты распространены плитчатые доломиты, которые местами образуют мелкие разорванные и перемятые складки, свидетельствующие об имевших место сингенетичных подводных оползнях во время накопления осадков.

Наблюдения по береговым обнажениям р. Маи с учетом данных изучения керна Лахандинской скважины (В. И. Петишкин и Г. Г. Григорьев) позволили составить следующий разрез свиты (снизу):

1. Переслаивание серых и розовато-серых доломитов, образующих слои мощностью от 0,005 до 0,15 *м*, с неровными бугристыми плоскостями наслоения, с отпечатками на них капель дождя и волновой ряби. Некоторые слои изогнуты в складки; последние деформированы с разрывом сплошности. Присутствуют также водорослевые доломиты и доломиты брекчиевидного строения. Часто наблюдаются трещины, преимущественно вертикальные, залеченные белым кристаллическим доломитом. В этой части разреза в керне из этой скважины были подняты кристаллики гипса, а в каверне обнаружена нефть светло-желтого цвета . . . . . 26 *м*
2. Темно-серые доломиты, переслаивающиеся с светло-серыми, реже розовато-серыми доломитами. В основном это плотные мелкокристаллические породы, лишь местами сложенные крупнокристаллическим доломитом, обычно имеющим светлые тона окраски. На плоскостях наслоения пропластки глинистого сланца серого и черного цвета. Отдельные слои водорослевые, а также с мелкой рассеянной вкрапленностью пирита. По годичным водорослевым поверхностям располагается точечный асфальтит 40 „
3. Плитчатые плотные, изредка кавернозные, тонкокристаллические доломиты темно-серого и серого цвета, слои которых (0,05—0,5 *м*) разделены тончайшими прослойками глинистого сланца темно-серого и серого цвета, несущих на себе следы трещин усыхания. Нередка мелкая пиритизация . 62 „

http://jurassic.ru/

4. Светло-серые слоистые трещиноватые доломиты, участками водорослевые и брекчиевидные, с наличием глинистого материала на плоскостях наслоения, а также редкой мелкой вкрапленностью пирита. В отдельных кавернах кристаллики гипса. Характерно развитие стилолитовых швов — 41 *м*
5. Светло-серые среднекристаллические брекчиевидные и водорослевые доломиты, кавернозные, местами с тонкой горизонтальной слоистостью и вкрапленностью пирита. В кавернах щетки кристаллов кварца, гипса и доломита . . . . . — 49 „
6. Светло-серые тонкокристаллические доломиты, переслаивающиеся с серыми и темно-серыми доломитами. Часто брекчиевидные, кавернозные и водорослевые. Встречаются прослои светло-серого известняка. Пиритизация как в виде вкрапленности по породе, так и в виде пиритовых корочек по трещинам. В кавернах — асфальтит. В основании прослой гипса мощностью 10 *см* (Лахандинская скважина) . . . . . — 38 „
7. Светло-серые тонкокристаллические слоистые, брекчиевидные и конгломератовидные доломиты и доломитистые известняки с тончайшими прерывистыми прослойками пелитового материала и мелкой вкрапленностью пирита. Встречаются водорослевые доломиты и зеленоватые и буроватые доломитовые мергели. Часты стилолитовые швы. В кавернозных разностях поры выполнены кристалликами гипса, кальцита, доломита . . . — 42 „
8. Светло-серые кавернозные, трещиноватые, брекчиевидные и водорослевые доломиты, переслаивающиеся с маломощными (до 0,3 *м*) прослоями зеленовато-серых аргиллитов. Некоторые разности доломитов загрязнены терригенным материалом, количество которого, судя по анализам, достигает 18%. Нередко мелкая вкрапленность пирита. По годичным наслоениям строматолитов наблюдается порошковатый асфальтит . . — 53 „
9. Серые и светло-серые брекчиевидные, кавернозные, местами водорослевые, мелкокристаллические доломиты, с прослоями сильно мергелистых доломитов, в которых, примерно в равных соотношениях магниевой и кальциевой молекул, количество глинистого материала и полуторных окислов достигает 29% . . . . . — 19 „

На доломитах лежат цветные глинистые сланцы, относящиеся к лахандинской свите

Общая мощность ципандинской свиты, по данным Лахандинской скважины, 370 *м*.

Приведенный разрез показывает, что при частом чередовании плотных, кавернозных водорослевых, брекчиевых и других разностей доломитов свита имеет в основном однородный доломитовый состав по всей своей мощности.

В пределах развития ципандинской свиты отмечается широкое развитие карстовых воронок, карстовых рвов, подземных водотоков и пещер. Наиболее крупная из известных пещер Абогыдже («Дом черта») находится на левом берегу р. Маи выше пос. Ципанда.

Если в платформенной части района ципандинская свита отличается выдержанной мощностью, равной 370—400 *м*, то в складчатой его части, в частности в бассейне р. Челасина, она увеличивается до 600 *м*, вновь уменьшаясь (до 200 *м*) в бассейне р. Нёт.

Лахандинская свита выделена В. А. Ярмолюком в 1941 г. Свита сложена пестрым комплексом терригенных и карбонатных пород, который по литологическому составу подразделяется на четыре подсвиты. Как нижележащая ципандинская свита, так и лахандинская свита развита только в бассейне р. Маи (в платформенной и складчатой его части), не распространяясь в бассейн р. Учура.

Наиболее полный разрез свиты наблюдался между реками Мал. Лаханда и Мал. Кандык, а также по керну Лахандинской скважины, вскрывшей нижнюю подсвиту.

1. Подсвита цветных тонкослоистых аргиллитов, различно окрашенные слои которых мощностью 0,03—3,0 *м* образуют между собой частое чередование. Аргиллитам подчинены также цветные алевролиты, а также конкреции и линзы плотного бобового сидерита с корками бурого железняка. Широко проявлена пиритизация. В нижней половине подсвиты присутствуют прослои темно-серых пеллитоморфных и тонкокристаллических доломитов, а в основании Ю. К. Горецким выделяется рудный горизонт мощностью около 5 *м*, сложенный железисто-каолинитовыми породами вишнево-

http://jurassic.ru/

красного цвета, среди которых залегают гематитовые руды яшмовидной, обломочной, реже бобовой структуры с содержанием окиси железа до 88,8%. В верхней части подсвиты цветные алевролиты переслаиваются с маломощными (до 0,3 *м*) прослоями кварцевого, известковистого глауконитового песчаника. Подчиненное значение принадлежит прослоям пелитоморфных доломитов и доломитистых мергелей. По устному сообщению Г. Г. Григорьева, анализ одного из образцов, принимавшегося за глинистый сланец, показал присутствие в нем до 70% глинозема . . . . 145 *м*

2. Подсвита водорослевых известняков и водорослевых мергелистых известняков светло-серого и красного цвета, переслаивающихся с плитчатыми известняками. Породообразующие водоросли принадлежат к коническим (*Conophyton*) и столбчатым (*Collenia*) строматолитам. К поверхности нарастания водорослей часто приурочены точечные скопления черного битума, а также примазки глинистого материала красного цвета. В основании подсвиты среди известняков присутствуют тонкоплитчатые цветные известковистые аргиллиты, а также карбонатные брекчии с зернами глауконита и вкрапленностью пирита . . . . . 140 „

3. Подсвита цветных, преимущественно красных мергелей, аргиллитов и водорослевых известняков, образующих частое переслаивание по разрезу. Известняки построены, в основном, столбчатыми (*Collenia*), реже конусовидными (*Conophyton*) строматолитами, образующими сооружения высотой до 5 и более метров. Входящие в подсвиту аргиллиты обогащены зернами пирита и марказита, а местами содержат желваки и конкреции сидерита и бурого железняка. Среди аргиллитов наблюдаются пласты мощностью до 2 *м* среднезернистых кварцевых белых, сахаровидного облика, песчаников. В среднем течении р. Бол. Лаханда эти песчаники пропитаны битумом, в связи с чем они приобрели черно-белую окраску 170 „

4. Подсвита глауконитовых и битуминозных известняков и доломитов зеленовато-серого и темно-серого цвета, которым подчинены прослои черных битуминозных аргиллитов и серых кварцевых песчаников. Некоторые слои доломитов и известняков имеют оолитовое строение, другие состоят из столбчатых строматолитов типа *Collenia* . . . . . 240 „

Общая мощность лахандинской свиты на меридиане Лахандинской скважины составляет 700 *м*. К западу она несколько уменьшается (до 300—500 *м* в районе Ципанды), а к востоку увеличивается (до 800—900 *м* в бассейне р. Утанака). При этом мощность карбонатных пород изменяется плавно, постепенно, тогда как терригенным породам присущи резкие колебания мощностей. Характерны для свиты фациальные изменения пород, выражающиеся, например на р. Юдома, в постепенном замещении аргиллитов и алевролитов известняками и доломитами.

К востоку от Нельканского надвига, в центральной и северной частях Юдомо-Майского прогиба, мощность свиты увеличивается до 1000 *м*. Здесь она в основном представлена карбонатными фациями, для которых, как и на платформе, весьма характерно присутствие водорослевых цветных известняков, сложенных строматолитами типа *Conophyton* и *Collenia*.

Лахандинская свита венчает разрез майской серии, суммарная мощность которой составляет на Сибирской платформе 1200—1500 *м* и в Юдомо-Майском прогибе около 2500 *м*.

Уйская серия. Эта серия пород наиболее широко распространена в северной и восточной частях бассейна среднего течения р. Маи, а также в ее верхнем течении. Серия расчленяется на две свиты: кандыкскую и усть-кирбиинскую. Первая распространена как в платформенной, так и в складчатой части района, вторая только в пределах Юдомо-Майского прогиба.

Кандыкская свита выделена В. А. Ярмолюком в 1941 г. Она резко, хотя и без видимого размыва, ложится на глауконитовые и битуминозные известняки лахандинской свиты. В платформенной части района свита сложена исключительно терригенными породами серого, светло-серого и темно-серого цвета, представленными тонкоплитчатыми песчаниками, образующими частое переслаивание с алевролитами, реже аргиллитами. В основании изредка наблюдаются гравелиты, состоящие

http://jurassic.ru/

из мелкой гальки кварца, песчаников и известняков. Характерной особенностью свиты является диагональная и волнистая слоистость пород и наличие на плоскостях наслоения трещин усыхания, волноприбойной ряби, следов капель дождя и «иероглифов», представляющих собой, вероятно, ходы червей и отпечатки медуз. По своему составу песчаники свиты в основном кварцевые, реже известковистые и полимиктовые. Отдельные пласты содержат мелкую рассеянную вкрапленность пирита и марказита. Почти по всему разрезу встречаются темно-серые битуминозные песчаники, которые при нагревании издают резкий запах битума. В них присутствуют лепешковидные включения и мелкая вкрапленность горючей серы землисто-желтого цвета. В среднем течении р. Бол. Кандык, в поле развития битуминозных песчаников находится холодный сероводородный минеральный источник. Берега вытекающего из источника ручейка лишены растительности, а дно покрыто выпавшей из источника горючей серой черного цвета. Слагающие свиту породы в основном плитчатые, тонкослоистые, лишь отдельные горизонты имеют массивное сложение. Это относится к светлым «сахаровидным» мелко и среднезернистым кварцевым песчаникам, венчающим разрез свиты в районе устья р. Юдома. В них присутствуют очень мелкие рассеянные зерна пирита.

Восточнее, в зоне Нельканского надвига, в нижней и средней частях свиты появляются пласты мощностью от нескольких десятков сантиметров до 20 *м* коричневато-бурых алевролитов, аргиллитов и маломощных песчанистых известняков. Далее на восток — в бассейне среднего течения р. Юдомы, по р. Нёт и в верховьях р. Маи, нижняя и средняя части свиты представлены плитчатыми часто тонкоплитчатыми алевролитами, переслаивающимися с мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, а также с редкими прослоями известковистых алевролитов и песчанистых известняков. В окраске пород, наряду с серыми и темно-серыми цветами, появляются буроватые и зеленоватые тона. В верхней части свиты, как и при устье Юдомы, развиты светло-серые до белых мелко- и среднезернистые кварцевые песчаники. В окрестностях сел. Кавалькана некоторые слои таких песчаников, по данным В. А. Ярмолюка, на 98% состоят из зерен кварца.

Мощность кандыкской свиты на платформе 400 *м*, по р. Сев. Уй около 500 *м*, по рекам Утанак и Томмутинжа 800—900 *м* и в центральной части Юдомо-Майского прогиба (хр. Улахан-Бам) увеличивается до 1500—1700 *м*.

Усть-кирбиинская свита выделена Р. М. Тонояном в 1954 г. Свита залегает согласно на песчаниках кандыкской свиты, с которой образует постепенные взаимопереходы. По простиранию характеризуется значительной фациальной изменчивостью. В западной части Юдомо-Майского прогиба (низовья рек Кирбии, Сев. Уй, верховья рек Ингили, Ляки) свита сложена переслаивающимися тонкоплитчатыми аргиллитами, алевролитами, реже тонкозернистыми песчаниками коричневато-бурого, зеленовато-серого и серого цвета, на плоскостях наслоения которых наблюдаются (значительно реже, чем в породах кандыкской свиты) трещины усыхания и волноприбойная рябь. Восточнее (бассейны рек Диктанда и Томмутинжа) в средней части свиты появляются грязно-зеленые массивные полимиктовые песчаники. В центральной части прогиба (р. Турча, хребты Челат и Улахан-Бам) нижняя часть свиты представлена преимущественно аргиллитами и алевролитами зеленовато-серого, реже красновато-серого и бурого цвета, которым подчинены серые кварцевые и грязно-зеленые полимиктовые песчаники. В средней и верхней частях свиты преобладают массивные и плитчатые разнозернистые полимиктовые песчаники грязно-зеленого, реже бурого и серого

http://jurassic.ru/

цвета, которым подчинены прослои плитчатых алевролитов, аргиллитов, иногда гравелитов. Изредка наблюдаются линзы красных кварцевых песчаников. В восточной части прогиба (бассейн р. Нёт) свита представлена преимущественно сливными кварцевыми песчаниками вишнево-красного цвета, чередующимися с прослоями красных алевролитов. К югу от р. Нёт алевролиты замещают песчаники и приобретают доминирующее значение в разрезе. В основании свиты появляется довольно мощный до 200—300 *м* горизонт грязно-зеленых и желтовато-бурых плитчатых алевролитов и мелкозернистых песчаников.

Мощность усть-кирбиинской свиты в западной и южной частях прогиба изменяется от 150 до 1300 *м*. В центральной части прогиба (Улахан-Бам) она достигает 3000 *м* и вновь уменьшается (до 1000 *м*) к восточной части прогиба (бассейн р. Нёт).

Усть-кирбиинской свитой заканчивается разрез уйской серии, имеющей суммарную мощность от 400 *м* на платформе до 4500—5000 *м* в центральной части Юдомо-Майского прогиба.

Усть-кирбиинской свитой оканчивается известный в настоящее время разрез достоверно позднепротерозойских (синийских) отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, расположенных в пределах Хабаровского края. Суммарная их мощность в пределах платформы составляет 3000—3500 *м*, а в Юдомо-Майском прогибе не менее 8500 *м* (рис. 15).

В среднем течении р. Ингили синийские отложения выведены из горизонтального платформенного залегания в крупную (10×12 *км*) кольцевую складку (Ингилийская структура), прорваны интрузиями щелочных пород (абс. возраст 660—680 млн. лет) и, совместно с последними, трансгрессивно и несогласно перекрыты доломитами юдомской свиты, лежащей в основании фаунистически охарактеризованного алданского яруса нижнего кембрия (зона Olenellus).

Таким образом, возраст описанных отложений как синийский достаточно четко определяется их стратиграфическим положением между метаморфическим комплексом протерозойского фундамента и нижним кембрием. Они отделены в обоих случаях длительными перерывами в осадконакоплении, складчатостями и несогласиями.

Синийский возраст этих отложений подтверждается и органическими остатками, представленными водорослями и спорами. По мнению А. Г. Вологдина, строматолиты из этих отложений несомненно указывают на возраст более древний, чем зона Olenellus нижнего кембрия. К этому же мнению присоединяется С. В. Нужнов при изучении конофитонов из лахандинской свиты. В 1954 г. Б. В. Тимофеевым в породах учурской серии были обнаружены редкие примитивные споры, характерные для синия Китая. В 1958 г. С. Н. Наумова обнаружила мелкие примитивные споры также в породах майской и уйской серий. По ее заключению, комплекс этих спор характерен для синия Китая и для более древних, чем гдовско-ламинаритовые слои, рифейских отложений Русской платформы.

Таким образом, как стратиграфическое положение рассматриваемых отложений, так и палеонтологические данные одинаково подтверждают их принадлежности к синийскому возрасту.

Согласно определениям абсолютного возраста по калий-аргоновому методу из осадочных свит (по глаукониту) и интрузивных комплексов продолжительность синийского осадконакопления на юго-востоке Сибирской платформы составляет около 1000 млн. лет.

С. В. Нужнов и В. А. Ярмолюк (1959) отнесли синийские отложения к самостоятельной группе, расчленив ее на системы. Возможность и целесообразность расчленения синийских отложений подсказывается

http://jurassic.ru/

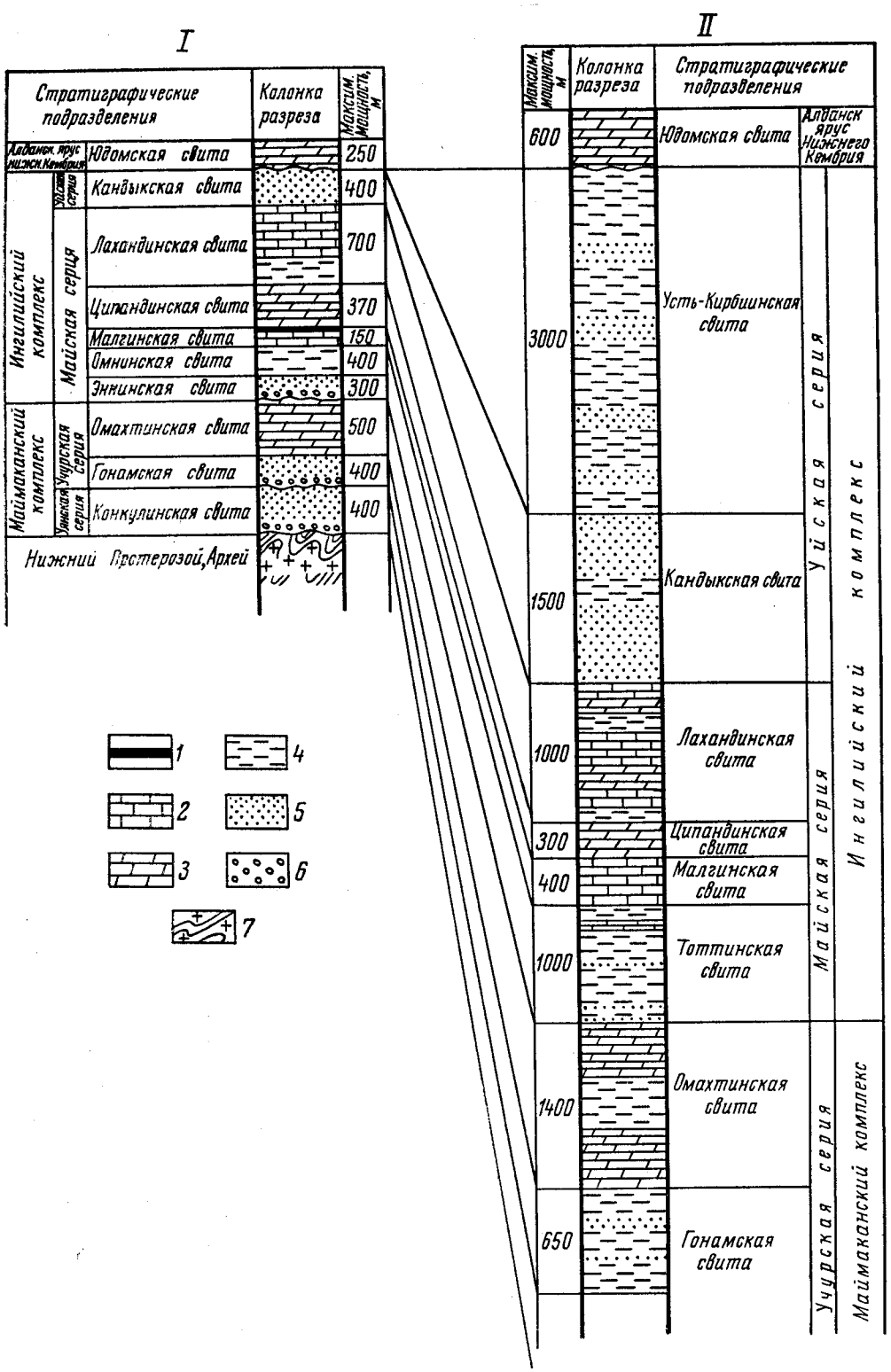


Рис. 15. Схема сопоставления разрезов верхнего протерозоя (синия). I — Юго-восточная окраина Сибирской платформы; II — Юдомо-Майский прогиб

1 — горючие сланцы; *2* — известняки; *3* — доломиты; *4* — алевролиты и аргиллиты; *5* — песчаники; *6* — конгломераты; *7* — породы кристаллического фундамента

http://jurassic.ru/

не только значительной продолжительностью периода синийского осадконакопления, но и тем обстоятельством, что каждый из предложенных к выделению комплексов (систем) представлен мощными (1500—2500 *м* для платформы и до 7500 *м* в прогибе) толщами осадков, превышающими по мощности осадки более молодых систем. Кроме того, комплексы разделены между собой перерывами и охарактеризованы отличными друг от друга, усложняющимися вверх по разрезу, строматолитами, дальнейшее изучение которых, наряду с изучением других водорослей и споровых комплексов, позволит и палеонтологически обосновать расчленение позднего докембрия (синия) на системы.

Таблица 3

Серия	Свита	Интрузивный комплекс
Уйская	Юдомская Усть-кирбиинская Кандыкская	Ингилийский комплекс 650*
Майская	Лахандинская Ципандинская Малгинская Омнинская Эннинская	890 1200
Учурская	Омахтинская Гонамская	1400 1500
Уянская	Конкулинская	Улканский комплекс 1600—1650

* Определения Н. И. Полевой, лаборатория ВСЕГЕИ, Абс. возраст в млн. лет.

Хребет Малый Хинган

Синийские толщи хр. Малого Хингана сложены неравномерно метаморфизованными, терригенно-карбонатными осадочными образованиями.

По решению стратиграфического совещания 1956 г. рекомендовалось на Малом Хингане выделять отложения верхнего протерозоя и синийского комплекса. Однако возникают сомнения в правильности такого деления, так как толща пород, нижнюю часть которой (союзненскую свиту) предлагалось относить к верхнему протерозою, представляет собой единый по мнению ряда геологов (С. А. Музылев, Л. В. Эйриш и др.) разрез отложений, известных под названием хинганского комплекса или хинганской серии*. Эта серия объединяет шесть свит: союзненскую, дитурскую, игинчинскую, мурандавскую, рудоносную и лондоковскую. Две верхние свиты относятся к кембрию, а четыре нижние согласно наслоенные свиты от кембрия отделены лишь небольшим перерывом. Поэтому их синийский возраст наиболее вероятен.

* Имеются также данные (М. Г. Золотов), что между союзненской и вышележащей дитурской свитами существует несогласие.

http://jurassic.ru/

Синийские и нижнепротерозойские толщи соприкасаются только в одном месте — в приамурской части Малого Хингана к северу от сел. Союзного, хотя и здесь непосредственный контакт осложнен тектоническим разрывом.

Схема стратиграфии синийских толщ Малого Хингана, разработанная в начале 30-х годов С. А. Музылевым и В. Н. Даниловичем, в общих чертах подтверждена последующими геологическими исследованиями.

Союзненская свита широко развита в бассейнах рек Маньчжурки, Самары, Дитура и Сутары. Незначительные по площади участки этой свиты выделяются и в более северных районах. Союзненская свита обычно находится вблизи интрузий раннепалеозойских гранитов. Поэтому она в большинстве случаев представлена сильно метаморфизованными породами — разнообразными кристаллическими сланцами, роговиками и мраморами. Характерной особенностью союзненской свиты является ее обильная, зачастую промышленная, графитоносность.

В приамурской части Малого Хингана — в районе сел. Союзного — свита делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена кварцево-слюдяными, силлиманитовыми, гранатовыми, полевошпатовыми и другими кристаллическими сланцами, кварцитами и микрогнейсами, переслаивающимися между собой и содержащими редкие прослои мраморов. В бассейне р. Каменушки в нижней части разреза подсвиты наблюдалась пачка графитовых сланцев, переслаивающихся со слюдяными сланцами и микрогнейсами, содержащими редкие пласты мраморов. Мощность этой пачки не менее 200 *м*. В верхней части подсвиты наблюдался пласт мраморов мощностью около 50 *м* с будинированными прослоями кварцитов. Общая мощность подсвиты 900—1000 *м*.

Перечисленные выше кристаллические сланцы представляют собой темно-серые и серые сланцеватые породы лепидогранобластовой структуры с крупночешуйчатой слюдой на плоскостях сланцеватости. Они состоят из кварца (25—60%), биотита (5—20%), иногда мусковита (5—30%), граната (7—25%), силлиманита (5—15%), плагиоклаза (7—15%), редко микроклина. В графитовых сланцах содержится графит до 10—15%. Такие породы приобретают черный цвет и пачкают руки. В контакте с нижнепалеозойскими гранитами сланцы мигматизированы.

Верхняя подсвита сложена преимущественно графитовыми гранат-графитовыми сланцами, графитовыми кварцитами, микрогнейсами, силлиманитовыми, андалузитовыми, слюдяно-кварцевыми сланцами и филлитами, содержащими редкие прослои мраморов. Наиболее графитоносная нижняя часть подсвиты существенно сложена кварцитами. Степень метаморфизма графитоносных пород верхней подсвиты не везде одинакова. В верховьях кл. Дуванихи, т. е. к северу от амурского разреза, графитовые сланцы содержат аморфный сажистый графит с матовым блеском. По мере движения к югу нарастает метаморфизм всех пород. Филлиты переходят в кварцево-силлиманито-слюдистые сланцы, углисто-графитовые сланцы превращаются в породы, содержащие кристаллический чешуйчатый графит с металловидным блеском.

Графитовые сланцы, содержащие кристаллический графит, представляют собой темно-серые, до черных, блестящие породы со слабо выраженной сланцеватостью. Кроме графита в них содержится кварц (20—40%), силлиманит (до 10%), иногда мусковит, тремолит.

Мощность верхней подсвиты в разрезе по Амуру примерно 600—700 *м*, а общая мощность всей союзненской свиты 1500—1700 *м*.

http://jurassic.ru/

Состав союзненской свиты в бассейне р. Сутары мало чем отличается от описанного. Необходимо отметить, что наряду с кристаллическими сланцами вдали от контактов с гранитами часто встречаются слабо метаморфизованные породы типа серицитовых и кремнисто-углисто-серицитовых сланцев, метаморфизованных песчаников и алевролитов.

Разрез союзненской свиты в бассейне р. Сутары очень напоминает амурский разрез. По М. Г. Золотову, нижняя часть свиты сложена разнообразными кристаллическими сланцами: биотитовыми, фибролито-биотитовыми, кварцево-биотитовыми, гранат-силлиманитовыми, ставролитовыми, тремолитовыми, графитовыми, кварцево-мусковитовыми и др. Для средней части свиты характерны графитовые сланцы, переслаивающиеся с перечисленными выше кристаллическими сланцами, а также с мраморами, мощность которых достигает 300—400 *м*. В верхней части свиты развиты слюдяные, слюдяно-графитовые сланцы и кварциты. В бассейне р. Сутары породы, отнесенные к союзненской свите, повсеместно расположены в непосредственной близости к нижнепалеозойским гранитам. М. Г. Золотов считает кристаллические сланцы союзненской свиты регионально (а не контактно) метаморфизованными породами, отделяет их от хинганской серии и по возрасту относит к верхнему протерозою. А. М. Смирнов (1963) возраст союзненской свиты считает раннедокембрийским (архейским ?).

Дитурская свита. В 1935 г. С. А. Музылевым на Малом Хингане стратиграфически выше графитоносных толщ выделялась так называемая нижнекарбонатная свита, сложенная преимущественно известняками. Эта свита хорошо сопоставлялась с известняковой толщей, выделенной в приамурской части Малого Хингана В. Н. Даниловичем. Позднее М. Г. Золотов изменил объем нижнекарбонатной свиты, включив в нее большое количество углистых и графитовых кварцитов и филлитов и переименовал ее в дитурскую свиту. На юге Малого Хингана, в том числе и в амурском разрезе, выше графитоносных пород союзненской свиты залегает мощная (до 1200 *м*) толща известняков и мраморов, почти лишенных прослоев терригенных пород.

На севере Малого Хингана дитурская свита развита по р. Дитуру, в железнодорожных карьерах в районе Лондоковского известкового завода и в других местах. По М. Г. Золотову, в нижней части свиты обычно преобладают темно-серые, почти черные, графитистые кварциты и черные углистые филлиты, которые выше сменяются слоистыми полосчатыми кристаллическими известняками. В бассейне р. Дитура и в районе резъезда Воробьевского свита сложена преимущественно черными и темно-серыми графито-слюдистыми сланцеватыми кварцитами и пирротиноносными графитистыми филлитами с подчиненными линзами полосчатых темно-серых известняков. В других местах, наряду с кварцитами и филлитами, значительная роль принадлежит темно-серым полосчатым доломитизированным известнякам. Для филлитов дитурской свиты характерна вкрапленность пирротина и пирита. Мощность свиты оценивается в 400—600 *м*.

На юге Малого Хингана дитурская свита (известняковая толща В. Н. Даниловича) широко развита по левобережью Амура, в бассейнах рек Маньчжурки, Самары, Помпеевки, Луговой. Свита сложена здесь на 90—95% известняками и мраморами при незначительном количестве прослоев филлитов и разнообразных по составу и степени метаморфизма сланцев. Практически весь стратиграфический разрез дитурской свиты представлен в береговых обнажениях Амура вверх и вниз от сел. Союзного. По Л. В. Эйришу (1962), нижняя часть свиты представлена светло-серыми среднекристаллическими полосчатыми

http://jurassic.ru/

мраморами с редкими прослоями слюдяных сланцев, кварцитов, филлитов и зеленокаменных пород. В средней части разреза развиты серые мелкокристаллические тонкополосчатые мраморы и мраморизованные известняки, почти лишенные прослоев терригенных пород. Верхняя часть свиты сложена серыми и розовато-серыми, до белых, мраморизованными известняками с прослоями мергелистых известняков и филлитов. Общая мощность дитурской свиты в разрезе по Амуру 1100—1200 *м*. С востока на запад, т. е. в направлении к гранитному массиву, метаморфизм пород свиты закономерно возрастает: мраморизованные известняки постепенно сменяются мраморами, а филлиты — кристаллическими сланцами и микрогнейсами.

В бассейнах рек Помпеевки и Самары в верхней части свиты в виде пластов и линз мощностью до 20 *м* развиты кремнисто-углистые и углисто-серицитовые сланцы. Вмещающие их мраморизованные известняки и мраморы представляют собой серые полосчатые, реже массивные породы с включениями чешуек биотита.

В береговых обнажениях Амура, в 2,5 *км* выше сел. Союзного, и в горных выработках на водоразделе рек Белой и Волчьей на контакте союзненской и дитурской свит наблюдалось переслаивание кристаллических сланцев с мраморами, что указывает на согласное залегание этих свит. М. Г. Золотов для северной части Малого Хингана между этими свитами предполагает угловое несогласие.

Игинчинская свита. Наиболее полно представлена в приамурской части (бассейн р. Маньчжурки), в междуречье Биджана и Правого Биджана, по левобережью р. Биджана, в бассейнах рек Мами, Луговой, Сутары, Дитура, Кайлана и других местах. Свита сложена рассланцованными тонкозернистыми песчаниками преимущественно зеленовато-серого, реже серого и светло-серого цвета, в различной степени серицитизированными алевролитами и глинистыми сланцами, часто филлитовидными. На участках широкого развития раннепалеозойских интрузий (Дуриловский хребет, правобережье р. Правый Биджан, междуречье Мами—Луговая) породы игинчинской свиты превращены в роговики пятнистые, узловые и другие кристаллические сланцы.

В береговых обнажениях Амура нижняя часть игинчинской свиты сложена зеленовато-серыми тонкозернистыми песчаниками с подчиненными прослоями темно-серых алевролитов и глинистых сланцев мощностью от десяти сантиметров до первых метров. В верхах темно-серые и серые сланцеватые алевролиты и глинистые сланцы преобладают над серыми и зеленовато-серыми тонкозернистыми песчаниками. Песчаники полимиктовые, реже кварцевые, цемент серицитовый. Мощность свиты 1000—1100 *м*.

В бассейне р. Биджана, по данным В. А. Махинина и В. Г. Сенкевича, игинчинская свита представлена преимущественно серыми и зеленовато-серыми серицитизированными алевролитами и глинистыми сланцами, содержащими лишь маломощные прослои мелкозернистых светло-серых песчаников.

Разрез игинчинской свиты северной части Малого Хингана (бассейны рек Бурунбавы, Кимкана и Дитура) очень напоминает амурский. По М. Г. Золотову, нижняя часть (большая) свиты сложена в основном слюдистыми рассланцованными песчаниками и алевролитами полимиктового состава, среди которых встречаются известковистые и кварцевые разности с серицитизированным глинистым цементом. Мощность этой части свиты 700—800 *м*. Верхняя часть свиты мощностью 200—300 *м* представлена в основном зеленоватыми и серыми тонкослюдистыми филлитовидными сланцами.

http://jurassic.ru/

В береговых обнажениях Амура, в 3 *км* ниже сел. Союзного, хорошо видно, как тонкозернистые песчаники и филлитовидные сланцы игинчинской свиты, переслаиваясь известняками, согласно перекрывают дитурскую свиту. Аналогичные взаимоотношения наблюдались по рекам Березовый Солдат, Левая Бурунбава и Малый Устун.

Мурандавская свита. Согласно на игинчинской свите залегает мурандавская свита, широко развитая в бассейнах рек Самары, Биджана, Помпеевки и Костеньги. Свита сложена серыми массивными, реже полосчатыми, доломитами и резко подчиненным количеством углисто-глинистых и кремнистых сланцев, известняков, седиментационных брекчий и магнезитов, имеющих промышленное значение.

В бассейнах рек Самары и Помпеевки свита делится на три подсвиты (Чеботарев, 1956, 1957). Нижняя подсвита представлена светло-серыми массивными часто кремнистыми доломитами с линзами белых магнезитов и редкими маломощными прослоями кремнисто-глинистых сланцев, известняков и доломитовых песчаников. Мощность линз магнезитов от 5 до 100 *м*, протяженность до 400 *м*. Мощность подсвиты 150—250 *м*. Средняя подсвита сложена серыми полосчатыми и сланцеватыми доломитами, переслаивающимися с глинистыми доломитами, известняками, кремнистыми, кремнисто-глинистыми, углисто-глинистыми сланцами, карбонатными песчаниками, седиментационными доломитовыми брекчиями и конгломератами. Последние встречены на Луковском магнезитном месторождении и показывают наличие внутри мурандавской свиты внутриформационного перерыва. Мощность подсвиты колеблется от 30 до 200 *м*. Верхняя подсвита представлена светло-серыми и серыми массивными доломитами с линзами магнезитов и редкими прослоями магнезито-доломитовых седиментационных брекчий и кремнисто-глинистых сланцев. Мощность верхней подсвиты 300—400 *м*, а общая мощность всей подсвиты в бассейнах рек Самары и Помпеевки равняется 600—850 *м*.

В бассейне р. Биджана характер мурандавской свиты несколько иной. Здесь она почти нацело сложена светло-серыми, до белых, массивными доломитами, среди которых редко встречаются доломитизированные известняки, линзы магнезитов, прослои кремнистых и серицит-кварцевых сланцев (Сенкевич, 1957; Махинин, 1952, 1953). По данным Н. В. Огнянова, в бассейне пади 3-я Сафониха в низах мурандавской свиты встречаются пласты (до 30 *м* мощностью) кислых эффузивов: фельзитов, кварцевых порфиров и их туфов. По мнению М. Г. Золотова, мурандавская свита перед отложением осадков вышележащей рудоносной свиты была размыта.

Органические остатки в мурандавской свите редки. В береговых обнажениях Амура в нижней части свиты С. П. Нестеренко и Л. В. Эйришем были найдены отпечатки и ядра мелких (0,4—0,8 *см*) бесскульптурных раковин. В бассейне р. Самары в верхах свиты С. Я. Николаев собрал остатки водорослей типа *Collenia* и *Newlandia*.

∨ *Район р. Мельгин*

Значительно меньше, чем на Малом Хингане, синийские отложения развиты в бассейне р. Верхнего Мельгина, где они согласно перекрываются фаунистически охарактеризованным нижним кембрием. Ю. П. Рассказовым выделяется здесь две свиты: суларинская и мельгинская. Эти свиты совместно с нижнекембрийскими породами чергиленской свиты узкой полосой (2—10 *км*) протягиваются в северо-восточном направлении от р. Нижний Мельгин до р. Талибджан и слагают крупный останец кровли позднепалеозойских гранитов.

http://jurassic.ru/

Суларинская свита распространена по р. Нижнему Мельгину, в бассейнах рек Суларин, Верхний Мельгин и в среднем течении р. Талибджан. Свита сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и филлитовидными глинистыми сланцами. Схематический разрез суларинской свиты составлен Ю. П. Рассказовым по р. Суларин и кл. Осеннему (снизу):

1. Филлитовидные сланцы с редкими прослоями песчаников в самых низах свиты . . . . . 280 *м*
2. Алевролиты . . . . . 60—70 „
3. Песчаники с редкими прослоями алевролитов . . . . . 550—600 „
4. Алевролиты с редкими прослоями песчаников и филлитовидных сланцев. В верхней части разреза местами линзы известняков . . . . 150—200 „

Общая мощность 1040—1150 *м*.

Мелкозернистые песчаники представляют собой темно-серые и серые породы, содержащие 70% кварца и 30% полевого шпата. Цемент кварц-серицитовый. Алевролиты обычно сильно серицитизированы.

Мельгинская свита развита в бассейнах среднего течения р. Верхнего Мельгина и нижнего течения р. Чергилена. Нижняя и средняя части свиты представлены преимущественно светло-серыми мраморизованными известняками, среди которых изредка наблюдаются слои и линзы серых и темно-серых кристаллических известняков и светло-серых, почти белых, доломитов. В верхней части разреза наряду с известняками наблюдаются песчано-сланцевые породы в виде чередующихся с известняками слоев и линз мощностью 20—25 *м*. Мощность свиты 850—950 *м*. Суларинская свита сопоставляется с игинчинской свитой, а мельгинская — с мурандавской свитой Малого Хингана.

Тырминско-Сутырский район

В междуречье Тырмы и Сутыри, а также в вершине р. Урми незначительно развиты графитистые кристаллические сланцы, относимые к союзненской свите. Наиболее хорошо они изучены по р. Сутыри, где выделяется полоса субширотного простирания, протягивающаяся от железнодорожного моста через р. Сутыри по обоим его берегам до устья р. Ляконды. Ширина полосы колеблется от 1 до 3 *км*. Небольшие по площади выходы пород союзненской свиты установлены также в нижнем течении р. Калкина, на водоразделе рек Тырмы и Гуджала и в бассейне среднего течения р. Ягдыньи.

В составе союзненской свиты главная роль принадлежит слюдяно-кварцевым и графитисто-кварцевым сланцам. Подчиненное значение имеют мраморы, графитовые сланцы и кварциты.

Разрез союзненской свиты, составленной В. И. Суховым по обнажениям в железнодорожной выемке на левобережье р. Сутыри, следующий (снизу):

1. Графит-биотит-кварцевые сланцы с прослоями мраморов (до 7 *м*) и графитовых сланцев (до 50 *м*) . . . . . 500 *м*
2. Биотит-кварцевые сланцы с прослоями до 20 *м* мощностью графитовых сланцев и мраморов . . . . . 700 „
3. Мраморы, содержащие прослои (до 50 *м*) слюдяных сланцев . . . . . 200 „

Общая мощность 1400 *м*.

Приведенный разрез выдерживается на всем протяжении полосы. Однако к востоку от р. Тукаинки в верхах свиты мраморы отсутствуют. В среднем течении р. Сутыри появляются маломощные прослои кварцитов, а в бассейне руч. Сетчатки наблюдается более широкое развитие графитовых сланцев, мощность линзовидных прослоев которых достигает 150 *м*.

http://jurassic.ru/

В контактах с ранне- среднепалеозойскими гранитами породы союзненской свиты насыщены инъекциями гранита и пегматитовыми жилами. В бассейне среднего течения р. Ягдыньи породы свиты подверглись, кроме того, контактовому метаморфизму под влиянием позднепалеозойских гранитов, с образованием андалузит- и силлиманитсодержащих сланцев.

— *Хребет Джагды*

Синийские отложения, широко распространенные в пределах Удско-Селемджинского междуречья, выделяются в бассейнах рек Нижний и Верхний Мын, Харгу, Шевли, Галлам, Гербикан и Ир. В хр. Джагды наиболее обоснованно их возрастное положение по сравнению с аналогичными отложениями соседних районов (хребты Тукурингра — Соктахан, Нимано-Кербинский район). В последние годы здесь установлено значительное распространение отложений нижнего отдела кембрийской системы, которые согласно, без видимых следов перерыва в осадконакоплении, подстилаются почти не содержащим ископаемых органических остатков мощным (до 6—7 тыс. *м*) комплексом терригенных и вулканогенно-кремнистых, в различной степени метаморфизованных и значительно дислоцированных образований. Этот комплекс отложений и рассматривается исследователями (Г. В. Беляева, В. Ф. Сигов, А. К. Егоров, Ю. А. Мамонтов, Э. Л. Школьник) как синийский.

Возраст рассматриваемых отложений обусловлен тем, что в нижнекембрийских отложениях органические остатки представлены только археоциатами и водорослями. Выделение слоев, отвечающих зоне Olenellus, по подошве которой принято в настоящее время проводить границу кембрия, не представляется возможным. Комплекс археоциат хр. Джагды, по определениям А. Г. Вологдина и И. Т. Журавлевой, в возрастном отношении отвечает верхней половине алданского яруса. По мнению З. А. Журавлевой, онколиты и катаграфии из нижней части улиганской свиты, наиболее древней свиты кембрия, аналогичны подобным остаткам, известным из отложений юдомской свиты Учуро-Майского района, в то время как в стратиграфически более высоких горизонтах свиты установлены онколиты, встречающиеся в алданском и ленском ярусах Сибирской платформы. Не исключено, что верхние части указанного комплекса могут относиться уже к нижнему кембрию. Таким образом, условно верхняя граница синия проводится по подошве улиганской свиты.

Нижняя граница синия в пределах района менее ясна. Некоторые геологи (С. С. Дарбинян, В. Ф. Козюра) предполагают, что синийские отложения залегают на протерозойских (афанасьевская свита) с угловым несогласием.

Выходы пород синийского комплекса известны в береговых обнажениях по рекам Селемджа (примерно от устья р. Семертак до пос. Экимчан и несколько выше), Нижний Мын, Угохан, Джегданы (приустьевая часть), Джаляк, Галлам и др. Непосредственно наблюдать стратиграфические взаимоотношения кембрийских и синийских отложений можно в бассейне верхнего течения р. Урма, в верховьях р. Бол. Караурак (кл. Счастливый) и в бассейне р. Гербикан. Характер залегания синийских образований на породах афанасьевской свиты можно наблюдать в районе поселков Харгу и Ольгинский, где последняя обнажается в ядрах своеобразных брахиструктур. В целом, синийские отложения обнажены довольно плохо.

По литологическим особенностям, структурному положению синийские отложения подразделяются на шесть согласно залегающих свит

http://jurassic.ru/

(от древних к более молодым): мынскую, златоустовскую, сагурскую, токурскую, экимчанскую и амнусскую *.

Мынская свита распространена, по данным Ю. И. Щербины и Г. И. Неронского, в бассейнах рек Угохан, Нижний Мын, Эгор, а также значительно восточнее, по рекам Бол. Эльга и Харгу.

В бассейнах рек Нижний Мын, Угохан, Эгор мынская свита слагает ядра крупных брахиантиклинальных структур. Более древние образования здесь не обнажаются. На этом участке в строении свиты преобладающее значение имеют черные обычно очень тонкоплитчатые сильно филлитизированные глинистые сланцы, напоминающие часто аспидные сланцы. Довольно часто они метаморфизованы в темно-серые более светлые кварцево-слюдистые, обычно тонкополосчатые сланцы. Подчинены им, но всегда присутствуют сланцы зеленые, светло-зеленые, актинолит-эпидот-хлоритовые, эпидот-хлоритовые, актинолит-хлоритовые, иногда с кварцем и альбитом. Эти сланцы распространены по всему разрезу свиты. Зеленые сланцы как этой свиты, так и двух вышезалегающих свит участвуют в тонком (до 2—3 *см*) ритмичном переслаивании с черными глинистыми филлитизированными сланцами, представляя, возможно, первично мергелистый (либо туфогенный) элемент ритма, либо слагают довольно мощные до 150—200 *м*, согласные пласты и линзы протяженностью в несколько километров. Последние рассматриваются как метаморфизованные тела подводных излияний средних и основных эффузивов типа диабазов, спилитов и их туфов.

По всему разрезу свиты отмечаются маломощные (первые метры) прослои серых сильно рассланцованных серицитизированных кварц-полевошпатовых песчаников. В верхней части свиты устанавливаются линзы и реже пласты серых кристаллических известняков и меньше светло-серых и зеленовато-серых микрокварцитов. Последние, по крайней мере, частично являются, по-видимому, метаморфизованными кремнистыми породами. По рекам Бол. Эльга и Харгу мынская свита непосредственно перекрывает афанасьевскую свиту. Ее литологический состав и мощность несколько отличны от восточных участков ее распространения. В основании ее выделяется непостоянной мощности (50—350 *м*) характерный маркирующий горизонт темно-зеленых, неясноплитчатых, игольчатых амфиболовых сланцев, довольно часто, но не всегда, содержащих небольшие, до 0,5 *см* в поперечнике, включения октаэдров магнетита. Содержание последнего достигает 10% объема породы. Выше залегают темно-серые филлитизированные глинистые сланцы и алевролиты, включающие относительно мощные, до 40—100 *м*, пачки серых до темно-серых мелкозернистых рассланцованных песчаников, обычно значительно метаморфизованных и превращенных в мусковит-кварцевые с альбитом сланцы. Характерно также тонкое (1—2 *см*) переслаивание этих же пород. Как и в западной части района, распространены пластовые тела зеленых сланцев. Таким образом, намечаются некоторые фациальные изменения мынской свиты с запада на восток. Они заключаются в увеличении роли в ее строении псаммитовых пород, а также исчезновении известняков и микрокварцитов. Мощность ее приближенно оценивается в 1000—1400 *м*, причем она увеличивается с востока на запад.

Златоустовская свита развита там же, где и мынская и согласно перекрывает ее. В бассейне р. Харгу она выделялась в 1955 г. С. С. Дарбиняном и В. Ф. Козюрой и в последнее время описывалась Ю. М. Щербиной и Г. И. Неронским.

* В последнее время в токурской и экимчанской свитах были найдены неопределимые растительные остатки. По-видимому, возраст части «синийского» разреза хр. Джагды окажется не синийским, а более молодым.

http://jurassic.ru/

Свита сложена переслаивающимися пачками темно-серых, сильно филлитизированных глинистых сланцев и серых рассланцованных серицитизированных песчаников, часто метаморфизованных до состояния кварц-слюдистых сланцев. Нередко наблюдается тонкое ритмичное переслаивание этих же пород. В златоустовской свите, особенно в ее низах, прослеживаются линзы кристаллических, часто доломитизированных известняков мощностью до 50—70 *м*. Известняк серого, темно-серого цвета, грубосланцеватой текстуры, часто окварцован. С карбонатными породами в западной части района ассоциируют сланцеватые слюдистые светло-серые, желтовато- и зеленовато-серые микрокварциты. Пласты микрокварцитов достигают мощности в несколько десятков метров и по простиранию прослеживаются на 5—10 *км*.

В бассейне р. Угохан распространены зеленые сланцы. В нижней части златоустовской свиты установлены невыдержанные по простиранию пласты сильно метаморфизованных, интенсивно рассланцованных, по-видимому, внутриформационных, мелкогалечниковых конгломератов. Мощность отдельных пластов не превышает нескольких метров, но они часто переслаиваются с песчаниками и глинистыми сланцами. Такие сложно построенные пачки обладают чертами грубого флиша, а именно нижняя поверхность каждого слоя конгломератов резкая, со следами размыва, выше они постепенно переходят в песчаные, а последние также постепенно в глинистые породы. Затем вновь с размывом залегает следующий пласт конгломератов и т. д. Мощность этой сложной пачки около 100 *м*. Гальки конгломератов интенсивно деформированы и сильно вытянуты. Они сложены кварцитами, кварц-полевошпатовыми песчаниками, глинистыми сланцами, гранитами, эффузивами и кремнисто-глинистыми породами.

По ручью Покосному златоустовская свита, по Г. И. Неронскому, имеет следующий разрез (снизу).

1.	Песчаники рассланцованные и филлитизированные глинистые сланцы	35 *м*
2.	Песчаники кварц-полевошпатовые, рассланцованные	35 „
3.	Сланцы глинистые, филлитовидные с тонкими (1—3 *см*) прослоями рассланцованных песчаников	75 „
4.	Алевролиты рассланцованные с тонкими (5—6 *см*) прослоями рассланцованных песчаников	85 „
5.	Сланцы глинистые, филлитизированные с тонкими (3—4 *см*) прослоями рассланцованных песчаников	50 „
6.	Перерыв в наблюдении	15 „
7.	Алевролиты рассланцованные с прослоями (10—15 *см*) глинистых сланцев, редко рассланцованных песчаников	165 „
8.	Сланцы глинистые, филлитизированные, переслаивающиеся с рассланцованными песчаниками (0,2—2,0 *м*)	105 „
9.	Алевролиты рассланцованные, переслаивающиеся с рассланцованными кварц-полевошпатовыми песчаниками	60 „
10.	Алевролиты рассланцованные с прослоями (0,5—20,0 *м*) филлитизированных глинистых сланцев	165 „
11.	Перерыв в наблюдении	25 „
12.	Сланцы глинисто-известковистые, филлитизированные	45 „
13.	Сланцы глинистые, филлитизированные	20 „
14.	Сланцы глинистые, рассланцованные с прослоями (0,02—2,0 *м*) рассланцованных песчаников	125 „
15.	Сланцы глинистые, филлитизированные	25 „
16.	Алевролиты рассланцованные	180 „
17.	Сланцы известково-глинистые	125 „
18.	Перерыв в наблюдении	50 „
19.	Алевролиты рассланцованные	145 „
20.	Известняки кристаллические	40 „
21.	Алевролиты рассланцованные	50 „
22.	Сланцы известково-глинистые	65 „
23.	Перерыв в наблюдении	50 „
24.	Сланцы глинистые, филлитизированные	55 „

http://jurassic.ru/

25. Песчаники кварц-полевошпатовые, рассланцованные . . . . . 20 *м*
26. Алевролиты рассланцованные . . . . . 115 „
27. Песчаники кварц-полевошпатовые, рассланцованные . . . . . 25 „

Общая мощность разреза 2115 *м*.

С востока на запад в составе свиты отмечается увеличение роли зеленых сланцев, микрокварцитов и карбонатных пород. Мощность свиты достигает 1800—2000 *м*.

Сагурская свита установлена в бассейнах рек Семертак, Ниж. и Верх. Мын, Угохан, Шевли, Эгор. Наиболее хорошие обнажения пород свиты известны по р. Селемдже от устья р. Огоджи до устья р. Мал. Караурак, в нижнем течении рек Угохан и Джегданы. Сагурская свита впервые была выделена С. Д. Шер и О. Н. Ковалевой в 1954 г. Г. В. Беляевой, Ю. И. Щербиной, В. Ф. Сиговым и В. И. Малыгиным в последнее время уточнен ее объем и положение в разрезе.

Нижняя граница свиты довольно условная, нечеткая, она проводится по исчезновению в разрезе пластов микрокварцитов и по начинающемуся преобладанию темных алевропелитовых пород. В составе свиты преобладают в различной степени метаморфизованные глинистые породы. Им резко подчинены кварц-полевошпатовые, также обычно значительно метаморфизованные мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники. Исключительно редки серые кристаллические известняки, слагающие линзы, достигающие мощности первых десятков метров в нижней части разреза.

В бассейнах рек Семертак, Бол. Караурак, Сагур сагурская свита делится на две подсвиты Г. В. Беляевой и В. И. Малыгиным. В низах свиты по р. Селемдже наблюдается горизонт серо-зеленых и зеленых эпидот-актинолитовых сланцев. Видимая мощность его составляет 100—120 *м*. Выше залегает мощная (около 800—900 *м*) довольно монотонная пачка преимущественно черных, темно-серых, в различной степени метаморфизованных первичнопелитовых пород. Это сильно филлитизированные глинистые, темно-серые кварц-слюдистые, иногда грубочешуйчатые сланцы.

Стратиграфически более высокие части разреза, объединяемые в пачку мощностью около 300—500 *м*, характеризуются присутствием среди филлитизированных глинистых сланцев редких, маломощных (до 2,0—3,0 *м*) прослоев серых мелкозернистых рассланцованных и серицитизированных кварц-полевошпатовых песчаников.

Верхняя часть нижней подсвиты мощностью около 600—400 *м* представляет довольно частое ритмичное переслаивание рассланцованных мелкозернистых серицитизированных песчаников, зеленых актинолит-хлорит-эпидотовых сланцев и филлитизированных глинистых сланцев. Мощность отдельных слоев варьирует от 2 до 60—70 *м*.

Верхняя подсвита сложена однородной пачкой пород флишоидного типа: ритмичным переслаиванием черных слабо филлитизированных глинистых сланцев и алевролитов с серыми, темно-серыми мелкозернистыми сланцеватыми песчаниками. Мощность отдельных элементов ритма не превышает 1,5—2,0 *см*. Мощность верхней подсвиты около 300—400 *м*, а мощность сагурской свиты здесь составляет не менее 2000—2200 *м*.

В бассейнах рек Нижний Мын, Угохан и Шевли (западнее приведенного разреза) литологический состав и характер разреза в целом близки к вышеописанному. Однако здесь отмечается увеличение количества первичнопсаммитовых пород, а в нижнем течении р. Шевли также и кристаллических известняков. Зеленые сланцы, хотя и присутствуют довольно часто, достаточно протяженных горизонтов не слагают. В целом мощность сагурской свиты здесь меньше и, по-видимому,

http://jurassic.ru/

не превышает 1800—1700 *м*. В верховьях р. Мал. Артек В. Ф. Сиговым в известняках сагурской свиты были обнаружены остатки водорослей. Как в породах сагурской свиты, так и в более древних свитах синийского комплекса весьма широко распространены кварцевые и кварц-альбитовые жилы, прожилки и линзы.

Токурская свита отличается своим почти исключительно псаммитовым составом. Она распространена совместно с сагурской свитой на тех же участках, где и последняя и по имеющимся данным согласно перекрывает ее. Токурская свита представлена в основном довольно однообразными сланцеватыми слабо серицитизированными серыми, темно- и реже желтовато-серыми мелко- до среднезернистых кварц-полевошпатовыми песчаниками с редкими, невыдержанными прослоями черных филлитизированных глинистых сланцев и внутриформационных брекчий. В нижней части свиты устанавливаются горизонты светло-зеленоватых кремнисто-глинистых сланцев. Лучше всего обнажена свита по р. Селемдже. Она здесь начинается пачкой серых рассланцованных мелкозернистых песчаников, по подошве которой проводится нижняя граница свиты. В верхней части пачки отмечаются редкие прослои черных глинистых сланцев. Мощность ее около 170—150 *м*. Выше залегает горизонт светло-зеленоватых кремнисто-глинистых сланцев меняющейся мощности от 100 до 200 *м*. Затем следуют сланцеватые кварц-полевошпатовые темно-серые песчаники, имеющие мощность около 300—350 *м*. Венчается разрез свиты довольно сложным переслаиванием слабо сланцеватых песчаников, пластов и линз внутриформационных брекчий с относительно маломощными пачками тонко- и ритмичнопереслаивающихся алевролитов и глинистых сланцев. Внутриформационная брекчия представляет породу, состоящую из угловатых, плоских обломков черных глинистых сланцев, послойно ориентированных и сцементированных средне- мелкозернистым кварц-полевошпатовым песчаником. Размер обломков не превышает 1—2 *см*, количество их достигает 20—30% объема породы. По-видимому, внутриформационные брекчии представляют собой продукты местных локальных подводных размывов в процессе осадконакопления. Мощность отдельных, не имеющих обычно четких ограничений, пластов подобных осадочных брекчий не превышает первых десятков метров. По простиранию они, как правило, выдержанные и переходят в нормальные песчаники.

По данным Г. В. Беляевой, В. И. Малыгина и А. В. Колоскова, разрез токурской свиты по р. Селемдже (ручьи Унерикан, Кочеги и Утокан) следующий (снизу).

1.	Песчаники кварц-полевошпатовые, мелкозернистые, серицитизированные	72 *м*
2.	Брекчии внутриформационные с угловатыми обломками алевролитов размером до 3 *см*	8 „
3.	Песчаники кварц-полевошпатовые, рассланцованные, серицитизированные	30 „
4.	Сланцы глинистые, тонкопереслаивающиеся с алевролитами	5 „
5.	Песчаники полевошпатово-кварцевые, тонкозернистые, рассланцованные	250 „
6.	Сланцы кремнисто-глинистые, зеленые	170 „
7.	Песчаники полевошпатово-кварцевые, мелкозернистые, серицитизированные, рассланцованные	78 „
8.	Сланцы глинистые, филлитизированные	50 „
9.	Песчаники полевошпатово-кварцевые, мелкозернистые, массивные с редкими тонкими прослоями глинистых сланцев	17 „
10.	Брекчии внутриформационные	10 „
11.	Песчаники полевошпатово-кварцевые, мелкозернистые, массивные	18 „
12.	Брекчии внутриформационные с угловатыми обломками глинистых сланцев размером до 2 *см*, рассланцованные	5 „
13.	Песчаники кварц-полевошпатовые, тонкозернистые, массивные	7 „
14.	Сланцы глинистые и алевролиты, тонко-переслаивающиеся, рассланцованные	5 „
15.	Брекчии внутриформационные	1 „

http://jurassic.ru/

16. Песчаники полевошпатово-кварцевые, мелкозернистые, серицитизированные, массивные . . . . . 7 *м*
17. Сланцы глинистые и алевролиты тонкопереслаивающиеся . . . . . 11 „
18. Песчаники кварц-полевошпатовые, мелкозернистые серицитизированные, рассланцованные . . . . . 134 „

Общая мощность разреза 878 *м*.

На всей площади своего развития, включая и бассейн р. Шевли, токурская свита характеризуется однообразным составом и является четким элементом стратиграфического разреза.

Мощность токурской свиты по р. Селемдже не превышает 900 *м*.

Экимчанская свита, выделенная С. С. Дарбиняном, распространена по р. Селемдже, у пос. Экимчан, и по ряду ее притоков и в бассейне р. Шевли. Лучше всего она обнажена по бортам р. Селемджи на отрезке ее длины от кл. Бол. Таринах до р. Мал. Караурак.

Нижняя граница свиты нечеткая. Условно она проводится по начинающемуся преобладанию в разрезе слабо филлитизированных глинистых сланцев и алевролитов над песчаниками. В целом свита отличается преобладанием алевро-пелитовых пород, пачек ритмичного флишоидного переслаивания глинистых сланцев и алевролитов с песчаниками. Изредка различаются прослои внутриформационных брекчий. Очень характерные пачки ритмичного переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и песчаников достигают мощности 40—60 *м* при мощности отдельных элементов ритма от долей сантиметра до нескольких метров.

Ниже приводится разрез экимчанской свиты по правобережью р. Селемджи, выше устья кл. Экимчанского (снизу).

1. Глинистые сланцы, филлитизированные, темно-серого цвета . . . . 90 *м*
2. Песчаники тонкозернистые, серого цвета, кварц-полевошпатовые . . . 10 „
3. Тонкопереслаивающиеся алевролиты и глинистые сланцы . . . . . 30 „
4. Глинистые сланцы филлитизированные . . . . . 45 „
5. Песчаники мелкозернистые, серого цвета, кварц-полевошпатовые . . . 15 „
6. Глинистые сланцы, филлитизированные . . . . . 45 „
7. Тонкопереслаивающиеся алевролиты и глинистые сланцы . . . . . 85 „
8. Глинистые сланцы, филлитизированные . . . . . 75 „
9. Песчаники мелкозернистые, серого цвета, кварц-полевошпатовые . . . 7 „
10. Глинистые сланцы, филлитизированные . . . . . 23 „
11. Тонкоритмично переслаивающиеся алевролиты и глинистые сланцы . . 8 „
12. Глинистые сланцы . . . . . 15 „
13. Песчаники мелкозернистые, кварц-полевошпатовые . . . . . 20 „
14. Алевролиты темно-серого цвета . . . . . 65 „

Стратиграфически более высокие части свиты вскрыты на водоразделе Семертак—Большой Караурак

15. Песчаники мелкозернистые, кварц-полевошпатовые, серицитизированные . 40 „
16. Глинистые сланцы, филлитизированные . . . . . 45 „
17. Ритмично переслаивающиеся алевролиты и глинистые сланцы . . . 15 „
18. Глинистые сланцы, филлитизированные . . . . . 25 „
19. Песчаники серицитизированные, мелкозернистые, постепенно переходящие по простиранию во внутриформационную брекчию . . . . . 25 „
20. Глинистые сланцы, филлитизированные . . . . . 40 „

Общая мощность 723 *м*.

Состав экимчанской свиты довольно выдержанный по всей площади ее распространения. Мощность свиты достаточно условно вследствие сложной складчатости и плохой обнаженности оценивается в 650—750 *м*.

Амнусская свита широко распространена как в бассейне р. Селемджи, так и в бассейне р. Уды на северных склонах хр. Джагды. Выделена она впервые Л. И. Красным в бассейне р. Селиткан.

Амнусскую свиту от экимчанской отличает значительное количество в ее составе песчаников при подчиненном значении глинистых пород.

http://jurassic.ru/

Нижнюю границу свиты принято проводить по подошве довольно мощной 150-метровой пачки песчаников. Однако эта пачка не всегда четко прослеживается.

В бассейне р. Бол. Караурак разрез свиты начинается пачкой серых, зеленовато-серых кварц-полевошпатовых очень слабо метаморфизованных песчаников. Стратиграфически выше наблюдается чередование пластов глинистых сланцев с пластами алевропелитов, пачками тонкого, ритмичного переслаивания глинистых сланцев и алевролитов (или песчаников). Все породы слабо серицитизированы. Мощность таких слоев изменяется от 5—10 до 50—70 *м*. Характерно некоторое преобладание от мелко- до среднезернистых песчаников. В верхней части свиты последние имеют зеленовато-серый цвет, по составу приближаются к полимиктовым и содержат зерна, большей частью почти не окатанные, алевролитов, глинистых и кремнисто-глинистых пород. Подобные песчаники переходят иногда в внутриформационные брекчии. В верхней половине свиты известны (хотя и довольно редки) линзы гравелитов, содержащие окатанные гальки песчаников, глинистых сланцев и алевролитов. В средней и верхней частях свиты установлены прослои мощностью до 10 *м*, черных, темно-серых кремнисто-глинистых сланцев. В последних обнаружены плохой сохранности остатки, напоминающие перекристаллизованные радиолярии.

Разрез амнусской свиты по р. Джеляк описан Ю. А. Мамонтовым. Здесь снизу залегают:

1.	Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, темно-серые, массивные. В пачке через 20—30 *м* по разрезу содержатся прослои микрослоистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев мощностью 1—5 *м*	250 *м*
2.	Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, темно-серые, массивные с прослоями мощностью 0,5—5 *м* мелкозернистых, микрослоистых песчаников	110 „
3.	Алевролиты зеленовато-серые, тонкоплитчатые, ритмично переслаивающиеся с черными глинистыми сланцами. Мощность прослоев тех и других изменяется от 1 до 4 *см*	35 „
4.	Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, темно-серые, массивные, слабо окварцованные	20 „
5.	Алевролиты зеленовато-серые, тонкоплитчатые	10 „
6.	Песчаники кварц-полевошпатовые, мелкозернистые, темно-серые, массивные	4 „
7.	Сланцы глинистые, темно-серые, тонкоплитчатые	10 „
8.	Алевролиты темно-серые, ритмично переслаивающиеся с серыми мелкозернистыми песчаниками. Мощность прослоев алевролитов 4—10 *см*, песчаников 1—3 *см*	30 „
9.	Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые, массивные, слабо окварцованные	55 „
10.	Песчаники мелкозернистые, темно-серые, ритмично переслаивающиеся с черными глинистыми сланцами. Мощность прослоев тех и других 0,5—5 *см*	35 „
11.	Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, серые и темно-серые, интенсивно рассланцованные с редкими прослоями (1—2 *см*) черных глинистых сланцев	40 „
12.	Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, массивные, окварцованные	20 „
13.	Алевролиты темно-серые, ритмично переслаивающиеся с серыми мелкозернистыми песчаниками. Мощность прослоев алевролитов колеблется от 1 до 10 *см*, песчаников 0,05 до 5 *см*	40 „
14.	Песчаники кварц-полевошпатовые мелкозернистые зеленовато-серые массивные	6 „
15.	Сланцы глинистые черные тонкорассланцованные	4 „
16.	Песчаники полимиктовые мелкозернистые зеленовато-серые и серые очень плотные массивные	20 „
17.	Алевролиты темно-серые тонкоплитчатые	15 „
18.	Песчаники полимиктовые мелкозернистые темно-серые и зеленовато-серые массивные слабо окварцованные	25 „
19.	Песчаники мелкозернистые темно-серые ритмично переслаивающиеся с зеленовато-серыми алевролитами. Мощность прослоев варьирует от 0,5 до 5 *см*	45 „
20.	Песчаники полимиктовые мелкозернистые темно- и зеленовато-серые массивные	200 „
21.	Сланцы глинистые темно-серые тонкоплитчатые	5 „

http://jurassic.ru/

22. Песчаники полимиктовые мелкозернистые серые массивные . . . . . 5 *м*
23. Алевролиты темно-серые тонкоплитчатые . . . . . 10 „
24. Песчаники кварц-полевошпатовые мелкозернистые серые массивные окварцованные . . . . . 65 „
25. Песчаники полимиктовые мелкозернистые зеленовато-серые с редкими прослоями глинистых сланцев (0,5—2,5 *м*) . . . . . 40 „
26. Сланцы глинистые темно-серые интенсивно рассланцованные . . . . . 10 „
27. Песчаники полимиктовые мелкозернистые серые и зеленовато-серые массивные плотные . . . . . 15 „
28. Алевролиты зеленовато-серые, тонкоплитчатые с прослоями мощностью 0,5—0,6 *м* глинистых сланцев . . . . . 25 „

Мощность 1150 *м*.

В приведенном разрезе отчетливо выделяются три крупные пачки: нижняя — преимущественно песчаниковая с подчиненным количеством алевролитов и глинистых сланцев мощностью более 300 *м*, средняя — ритмично переслаивающихся песчаников с алевролитами или глинистыми сланцами мощностью 415 *м* и верхняя — существенно песчаниковая с пачкой (90 *м*) ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев в верхней части. Мощность верхней пачки 385 *м*.

Четких фациальных изменений амнусской свиты не отмечается, на всех площадях своего развития она сохраняет глинисто-песчанистый состав. Можно лишь отметить замещение кремнисто-глинистых пород глинистыми с юга на север и местные изменения зернистости песчаников. Намечается изменение мощности также с юга на север. В бассейне р. Уды она достигает 1000—1200 *м*, на южных склонах хр. Джагды 700—800 *м*.

С хр. Джагды геологически связаны Верхненорский и Нимано-Кербинский районы и Западное Приохотье, где синийские (?) отложения выделяются условно.

В Верхненорском районе Д. А. Кириков в 1959 г. выделил две толщи: нижнюю слюдистых сланцев, сложенную серыми мусковит-кварцевыми, мусковит-серицит-кварцевыми, зелеными эпидот-хлоритовыми сланцами и сланцеватыми слюдистыми кварцитами, и верхнюю — филлитов, состоящую в основном из черных и темно-серых филлитов и филлитовидных глинистых сланцев, переслаивающихся со светло-серыми интенсивно рассланцованными песчаниками. Непосредственные взаимоотношения между указанными толщами не были изучены, однако, учитывая различия в степени метаморфизма и некоторые структурные отличия, высказано предположение о наличии углового несогласия, разделяющего их. В свою очередь это позволило считать нижнюю толщу верхнепротерозойской, а верхнюю — верхнепротерозойской — нижнекембрийской. Указанное расчленение более новыми исследованиями Ю. И. Щербины в бассейне р. Нижний Мын не подтвердилось. Не подтвердилось и предполагавшееся угловое несогласие. В различной степени метаморфизованные породы бассейнов рек Усора и Нижний Мын Ю. И. Щербиной рассматриваются в качестве синийских. Следовательно, имеются некоторые основания предполагать, что и в верховье р. Шевли также распространены синийские отложения.

В Нимано-Кербинском районе в бассейнах рек Нимана, Керби и в верховьях р. Буреи изученность отложений, относимых к синию, явно недостаточна. На южных склонах хр. Эзоп Р. М. Тонояном к синийскому комплексу отнесен ряд свит (златоустовская, сагурская, токурская и экимчанская) по аналогии с Удско-Селемджинским районом, хорошо увязывающих литологически. В истоках рек Селемджи, Харги и Буреи толщи, отнесенные Э. П. Хохловым условно к мезозою, в какой-то части являются, по-видимому, синийскими. Изученные Л. В. Эйришем в бассейне р. Керби метаморфические комплексы также, вероятно, следует относить к синию. Здесь выделяются сагурская,

http://jurassic.ru/

токурская, экимчанская и амнусская свиты примерно в таких же составах и объемах как и в хр. Джагды. По мнению Л. В. Эйриша, имеются основания (литологическое сходство, структурное положение) сопоставлять эти свиты с синийскими отложениями Удско-Селемджинского междуречья.

В Западном Приохотье пока не доказано присутствие синийских отложений, однако анализ имеющегося небольшого материала (Красный, 1960) и некоторые сравнения позволяют считать, что в дальнейшем здесь будут выделены как синийские, так и нижнекембрийские образования.

К синийскому комплексу, видимо, следует относить выделенную Л. И. Красным на Селиткан-Кумусунском междуречье амнусскую свиту, состоящую из переслаивающихся рассланцованных серицитизированных песчаников, алевролитов, филлитизированных глинистых сланцев при подчиненном значении серых кремнистых сланцев. Мощность ее превышает 1500 *м*. Свита непосредственно граничит на западе с синийскими отложениями Удско-Селемджинского района. По Л. И. Красному, аналоги амнусской свиты распространены по рекам Дюпкону и Ассыни на Тугурском полуострове (тугурская серия), на Шантарских островах и других участках Приохотья. Вероятно, полоса синийских образований зоны Тукурингра—Джагды и связанных с ними нижнекембрийских отложений продолжается до побережья Охотского моря.

Хребты Тукурингра и Сокта хан

К западу от хр. Джагды отложения, относимые к синийскому комплексу, изучены довольно детально. В береговых обнажениях рек Зеи, Алгая, Тында, Долбырь и других имеются разрезы этих отложений.

По материалам Н. П. Саврасова, Ю. А. Мамонтова, В. В. Шиханова, С. А. Иванова и других исследователей, здесь выделяются (снизу вверх) четыре согласно залегающие свиты: зубаревская, алгаинская, гармаканская и теплоключевская. С протерозойскими образованиями усть-гилюйского комплекса со среднедевонскими и верхнетриасовыми отложениями контакты этих свит тектонические.

В *зубаревской свите* преобладают зеленые кварц-хлорит-эпидотовые, хлорит-эпидот-актинолитовые и близкие по составу сланцы, по крайней мере частично возникшие при метаморфизме эффузивов типа спилитов и диабазов, а также характерные вишнево-красные кварц-серицитовые сланцы с гематитом. Им подчинены серые и темно-серые филлитизированные глинистые и кварц-слюдистые сланцы, серые и розоватые сланцеватые кварциты. Разрез зубаревской свиты, составленный Ю. А. Мамонтовым по р. Тынде, следующий (снизу).

1.	Сланцы кварц-эпидот-хлоритовые и альбит-хлорит-эпидотовые (по эффузивам), плотные, темно-зеленые. В последних в виде шарообразных выделений встречены вишнево-красные кварц-серицитовые сланцы с гематитом	30 *м*
2.	Сланцы кварц-серицитовые, кварц-серицит-глинистые, серые и темно-серые	100 „
3.	Сланцы кварц-хлоритовые и кварц-эпидот-хлоритовые, зеленые (по делювию)	160 „
4.	Сланцы кварц-серицит-глинистые, темно-серые	80 „
5.	Сланцы кварц-серицит-хлоритовые, зеленовато-серые, переслаивающиеся с серыми кварц-серицитовыми сланцами	60 „
6.	Сланцы кварц-хлоритовые, эпидотизированные, светло-зеленые	20 „
7.	Сланцы кварц-серицит-глинистые и кварц-серицитовые, эпидотизированные, окварцованные, плойчатые	40 „
8.	Сланцы кварц-эпидот-хлоритовые и кварц-хлорит-актинолитовые, темно-зеленые, плотные	20 „
9.	Сланцы кварц-серицит-глинистые, серые и темно-серые с маломощными прослоями графитистых сланцев	60 „

http://jurassic.ru/

10. Сланцы кварц-серицитовые, серые и кварц-серицит-глинистые, темно-серые 50 *м*
11. Сланцы графитисто-серицит-кварцевые . . . . . 1,5 „
12. Сланцы кварц-хлорит-эпидотовые, темно-зеленые с мелкими линзами вишнево-красных гематитсодержащих сланцев . . . . . 20 „
13. Сланцы кварц-серицит-глинистые . . . . . 20 „
14. Сланцы кварц-хлорит-эпидотовые, кварц-хлорит-актинолитовые, кварц-хлоритовые, зеленые, содержащие слои (0,4—15 *м*) кварц-серицитовых и кварц-серицит-глинистых сланцев. В средней части пачки встречен прослой кварц-глинисто-графитистого сланца . . . . . 160 „
15. Сланцы кварц-серицитовые и кварц-серицит-глинистые, темные и темно-серые . . . . . 130 „
16. Сланцы кварцево-глинистые, филлитовидные (аспидные), темно-серые до черных. Постепенно обогащаясь серицитом, они переходят в кварц-серицит-глинистые и кварц-серицитовые сланцы, приобретающие серебристый отлив на поверхности рассланцевания . . . . . 30 „
17. Сланцы кварц-хлорит-эпидотовые и кварц-хлоритовые, зеленые. В верхней части пачки они постепенно переходят в серо-зеленые кварц-хлорит-серицитовые сланцы . . . . . 110 „
18. Сланцы кварц-эпидот-актинолитовые, альбит-хлорит-актинолитовые, зеленые, содержащие линзы и слои вишнево-красных кварц-серицитовых сланцев с гематитом. В большинстве случаев вишнево-красные сланцы встречаются в тесной ассоциации с зелеными альбит-хлорит-эпидотовыми и кварц-эпидот-актинолитовыми сланцами. Мощность линз и слоев не превышает 15—20 *см* . . . . . 530 „
19. Сланцы кварц-эпидот-хлоритовые и кварц-хлоритовые, зеленые, содержащие слои вишнево-красных кварц-серицитовых сланцев с гематитом и редкие маломощные прослои кварц-серицит-глинистых сланцев . . . . . 260 „

Общая мощность разреза 1980 *м*.

Выделение самостоятельной зубаревской свиты некоторыми геологами оспаривается и слагающие ее образования относятся к низам алгаинской свиты. Отмечается, что к востоку от р. Зеи, по данным В. В. Шиханова, в ее составе уже преобладают рассланцованные песчаники и филлитизированные глинистые сланцы. Видимая мощность зубаревской свиты оценивается в 1500—1900 *м*.

Алгаинская свита преимущественно сложена темными филлитизированными глинистыми и кварц-серицитовыми сланцами, зелеными и вишнево-красными сланцами, аналогичными сланцам зубаревской свиты. Сланцеватые микрокварциты (по крайней мере, частично, вероятно, измененные кремнистые породы) тяготеют к низам свиты. Линзы серых кристаллических известняков наиболее часты в ее верхах. Мощность свиты около 1300—1600 *м*.

Нижняя часть свиты общей мощностью до 150—250 *м* в береговых обнажениях р. Тынды сложена темно-серыми кварц-серицитовыми сланцами с прослоями кварц-хлорит-эпидотовых сланцев и светло-серых кварцитов. Разрез остальной ее части, составленной по р. Зеи, следующий (снизу).

1. Переслаивание серых кварц-серицитовых и темно-серых графит-кварц-серицитовых сланцев . . . . . 90 *м*
2. Кварц-альбит-эпидот-хлоритовые и кварц-хлоритовые зеленые сланцы с редкими маломощными (до 5 *м*) прослоями вишнево-красных кварц-серицитовых сланцев с гематитом . . . . . 190 „
3. Кварц-серицит-глинистые, темно-серые сланцы с прослоями мощностью до 10 *м* серых серицитизированных песчаников и графит-серицит-кварцевых сланцев . . . . . 80 „
4. Переслаивание темно-серых кварц-серицит-глинистых сланцев и зеленых кварц-хлоритовых сланцев . . . . . 130 „
5. Чередование мощностью от 2 до 30 *м* зеленых кварц-хлоритовых, кварц-хлорит-эпидотовых сланцев; подчиненное значение имеют альбит-хлорит-актинолитовые сланцы, серые микрокварциты и вишнево-красные сланцы с гематитом . . . . . 160 „
6. Переслаивание зеленых кварц-хлорит-эпидотовых и альбит-хлорит-актинолитовых сланцев с вишнево-красными кварц-серицитовыми сланцами с гематитом . . . . . 280 „
7. Кварц-серицит-глинистые темно-серые сланцы . . . . . 70 „

http://jurassic.ru/

8. Переслаивание кварц-хлорит-эпидотовых и альбит-хлорит-актинолитовых сланцев с вишнево-красными гематитсодержащими сланцами . . . . 280 *м*
9. Кварц-серицитовые, серые сланцы . . . . . 50 „
10. Кварциты серые и зеленовато-серые . . . . . 50 „

Мощность свиты по разрезу 1280 *м*.

Гармаканская свита характеризуется однообразным составом. В ней преобладают серые и темно-серые кварц-серицитовые и кварц-мусковитовые и филлитизированные глинистые сланцы, реже рассланцованные серицитизированные песчаники. Редкие пласты зеленых сланцев отмечаются в нижней части разреза. Встречаются редкие линзы кристаллических известняков и сланцеватых микрокварцитов. Общая мощность свиты достигает 1700—2000 *м*.

Типичный разрез гармаканской свиты описан по р. Алгая, где прослежены (снизу):

1. Кварц-серицитовые сланцы, темно-серые с прослоями зеленых кварц-хлоритовых сланцев . . . . . 200 *м*
2. Песчаники серые, мелкозернистые, рассланцованные, серицитизированные . 120 „
3. Переслаивание зеленых кварц-хлоритовых и зеленовато-серых кварц-серицит-хлоритовых сланцев . . . . . 60 „
4. Переслаивание серых серицитизированных песчаников с кварц-серицитовыми и кварц-серицит-глинистыми сланцами . . . . . 160 „
5. Серые кварц-серицитовые сланцы . . . . . 160 „
6. Кварц-хлоритовые зеленые и зеленовато-серые кварц-серицит-хлоритовые сланцы . . . . . 50 „
7. Кварц-серицит-глинистые и кварц-серицитовые темно-серые сланцы с прослоями серых рассланцованных серицитизированных песчаников . . . 250 „
8. Кварц-серицитовые серые сланцы . . . . . 460 „
9. Песчаники серые рассланцованные с линзами кварц-серицит-глинистых сланцев . . . . . 70 „
10. Кварц-серицитовые и кварц-серицит-глинистые сланцы с редкими прослоями графит-кварц-серицитовых сланцев . . . . . 570 „

Суммарная мощность по разрезу 2000 *м*.

В теплоключевской свите преобладают зеленые сланцы при подчиненном значении филлитизированных глинистых, кварц-серицитовых и кварц-мусковитовых сланцев. Характерны зеленые кварц-хлорит-эпидот-амфиболовые сланцы с включениями довольно крупных кристаллов магнетита, часто ассоциирующихся с довольно мощными (до 40—60 *м*) линзами и пачками карбонатных и кремнистых пород, а также диабазов и порфиритов. Один горизонт белых полосчатых кристаллических известняков прослежен по простиранию на 40—50 *км*.

Наиболее полный разрез теплоключевской свиты изучен Ю. А. Мамонтовым по р. Зее, где обнажаются (снизу):

1. Зеленые кварц-альбит-хлорит-эпидотовые сланцы . . . . . 100 *м*
2. Темно-серые кварц-серицит-глинистые сланцы . . . . . 80 „
3. Зеленые кварц-эпидот-хлоритовые сланцы . . . . . 70 „
4. Переслаивание зеленовато-серых кварц-серицит-хлоритовых сланцев с серыми кварц-серицитовыми и кварц-серицит-глинистыми сланцами . . 205 „
5. Серые кварц-серицитовые сланцы . . . . . 120 „
6. Чередование слоев мощностью от 10 до 50 *м* зеленых кварц-альбит-эпидот-хлоритовых сланцев с кварц-серицит-глинистыми сланцами . . . . 320 „
7. Серые кварц-серицитовые и кварц-серицит-глинистые сланцы с редкими прослоями зеленых кварц-альбит-хлорит-эпидотовых сланцев . . . . . 130 „
8. Темно-серые кварц-серицит-глинистые сланцы, перемежающиеся с прослоями и линзами, мощностью до 10—15 *м*, серых и светло-серых мраморизованных известняков . . . . . 125 „
9. Зеленовато-серые кварц-серицит-хлоритовые сланцы с маломощными (до 10 *м*) прослоями и линзами светло-серых известняков и графит-серицит-кварцевых сланцев . . . . . 60 „
10. Переслаивание зеленых кварц-альбит-эпидот-хлоритовых и серых кварц-серицитовых сланцев . . . . . 155 „
11. Чередование слоев серых кварцитов и микрокварцитов (мощностью 5—25 *м*) со слоями зеленых кварц-альбит-эпидот-хлоритовых и зеленовато-серых

http://jurassic.ru/

кварц-серицит-хлоритовых сланцев (мощностью 10—20 *м*) . . . . . 110 *м*
Общая мощность 1475 *м*.

Наряду с проявлением регионального метаморфизма, соответствующего условиям фации зеленых сланцев, отмечается (Ю. А. Мамонтов, В. А. Рудник и Л. М. Алексеев) присутствие мощных зон дислокационного метаморфизма. Представления о возрасте рассмотренных толщ основываются на сопоставлениях с Удско-Селемджинским районом. Неоднократно отмечалось (М. С. Нагибина, Н. П. Саврасов и др.), что от силурийских и девонских отложений синийские образования отличаются литологически, характером складчатости и степенью метаморфизма. По данным М. С. Нагибиной, в песчаниках силура встречаются обломки филлитов, кварц-слюдяных и хлорит-актинолитовых сланцев.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Фаунистически охарактеризованные отложения кембрийского возраста в настоящее время известны в трех районах Хабаровского края: в Учуро-Майском, на хр. Джагды и среднем течении р. Буреи (бассейн р. Мельгин). Вероятно, что к кембрию относится верхняя часть разреза метаморфических и осадочных комплексов Нимана, Керби и Малого Хингана, возраст которых из-за отсутствия или малой надежности палеонтологических находок строго не доказан.

— *Учуро-Майский район*

Наиболее значительным распространением заведомо кембрийские отложения пользуются в бассейнах рек Маи и Учура, в пределах юго-восточной окраины Сибирской платформы. Впервые они здесь были установлены В. П. Зверевым в 1913 г. Но только 25 лет спустя было предпринято детальное изучение кембрия Сибирской платформы Е. В. Лермонтовой, Ю. К. Дзевановским, Анд. К. Матвеевым, В. З. Скороходом, О. В. Флеровой, В. А. Ярмолюком и др. Работа по изучению кембрия была продолжена В. Г. Гурари, Н. В. Покровской, Н. В. Суворовой и Н. Е. Чернышевой. В последнее время изучением кембрия рассматриваемого района занимается большая группа геологов Алданской экспедиции ВАГТа под руководством В. Н. Моралева.

На основе детального изучения многочисленных разрезов и богатых сборов фауны была создана стратиграфическая шкала с разделением кембрия Сибирской платформы на отделы и ярусы.

Согласно этой шкале нижний кембрий подразделен на два яруса: нижний — алданский и верхний — ленский. Алданский ярус характеризуется присутствием трилобитов из семейства Olenellidae и Pagetidae. Ленский ярус характеризуется преобладанием трилобитов рода *Protolenus*.

Средний кембрий подразделяется также на два яруса: нижний — амгинский и верхний — майский. Амгинский ярус характеризуется присутствием фауны из родов *Paradoxides, Ctehocephalus, Cryctocephalops, Anopolenus* и др. Майский ярус — *Goniagnostus, Liostracus, Aldanaspis* и др.

Верхний кембрий в районе не установлен.

Наиболее полный разрез кембрийских отложений получен при изучении прекрасных береговых обнажений р. Маи, ниже устья ее правого притока Юдомы.

http://jurassic.ru/

Нижний кембрий

Алданский ярус

Юдомская свита. В основании кембрийских отложений залегает толща доломитов и доломитистых известняков, для которой в 1937 г. О. В. Флеровой и В. З. Скороходом, независимо друг от друга, было предложено название юдомской свиты. Она занимает обширные пространства и в бассейне Учура, на Алдане у Томмота и в предгорьях Джугджура.

Юдомская свита представлена главным образом светло-серыми массивными, иногда толстослоистыми, местами песчанистыми доломитами. Отдельные пласты доломитов имеют остаточную структуру известковых водорослей, напоминающих своим строением *Collenia*. Нередко в свите присутствуют доломитистые известняки и оолитовые доломиты, а также прослои светлых сахаровидных песчаников. Иногда наблюдаются маломощные прослои битуминозных алевролитов. Почти все породы при раскалывании издают отчетливый запах битума.

В основании свиты залегает слой песчаника, мощность которого измеряется от нескольких сантиметров до 2—3, реже более метров. Местами доломиты и доломитистые известняки непосредственно ложатся на древние гнейсы и кристаллические сланцы. Верхняя часть свиты сложена тонкопористыми, кристаллическизернистыми доломитами и доломитистыми известняками. В отдельных местах разреза наблюдаются линзы брекчиевидных доломитов, а также доломитов сильно обогащенных кремнеземом. Последний неравномерно распределен в породе.

Доломиты и доломитистые известняки в большинстве своем пористые и кавернозные. Отдельные каверны достигают 10 *см* в поперечнике. Стенки их обычно обрамлены щетками мелких кристаллов кварца и кальцита. Мелкие каверны бывают заполнены битумом черного цвета типа асфальтита.

В районе устья р. Юдомы, где свита была впервые выделена, она в основном сложена доломитами. В подошве свиты доломиты сильно песчанистые, загрязненные обломочным материалом с включением плоских хорошо отшлифованных галек размером до 1 *см* в поперечнике. Среди доломитов встречаются прослои и линзы светло-желтых крупнозернистых песчаников и кварц-полевошпатовых алевролитов. Выше идет чередование пористых светло-серых доломитов с плотными пелитоморфными доломитами, загрязненными терригенным материалом.

Часто наблюдаются крупные стилолитовые швы, прослеживающиеся на значительное расстояние, параллельно плоскостям напластования. Вертикальные размеры их достигают 4—10 *см*.

Верхняя часть свиты сложена пелитоморфными доломитами, чередующимися с темно-серыми и серыми алевролитами и алевритистыми мергелистыми известняками.

Мощность свиты около 250 *м*.

Г. Г. Григорьев установил, что наиболее чистые доломиты состоят на 50—54% из $CaCO_3$ и на 41—47% из $MgCO_3$ при содержании нерастворимого остатка от 0,5 до 5,7%. В пелитоморфных разностях доломитов содержание нерастворимого остатка достигает 28%.

По простиранию свита испытывает некоторые фациальные изменения. В среднем течении р. Бол. Аим наметился следующий разрез свиты, отличный от разреза в районе устья р. Юдомы. Здесь выходят (снизу):

1. Гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты серого и буровато-серого цвета . . . . . 3—10 *м*
2. Доломиты и доломитистые известняки, нередко песчанистые, грубоплитчатые, массивные серого и темно-серого цвета . . . . . 40—45 „

http://jurassic.ru/

3. Известняки разнозернистые, кавернозные, светло-серые и желтовато-розовые, переслаивающиеся с маломощными прослоями светло-серых оолитовых известняков, кварцевых и полевошпатово-кварцевых известковистых песчаников . . . . . 30—40 *м*
4. Доломитистые известняки, водорослевые, иногда песчанистые с прослоями красно-бурых крупнозернистых кварцевых песчаников . . . . . 40 „
5. Оолитовые доломитистые известняки кремово-белого цвета с прослоями кварцевых песчаников, алевролитов и пизолитовых известняков . . 30 „
6. Кварцевые песчаники с известковистым цементом, крупнозернистые, сахаровидные, белого цвета . . . . . 10 „
7. Доломитистые известняки серые, пористые с прослоями желтых мелкозернистых кварцевых песчаников . . . . . 40 „

В восточной части района в пределах Юдомо-Майского прогиба юдомская свита, так же как и на платформе, в основном представлена кавернозными и пористыми доломитами при некотором увеличении по сравнению с платформой терригенного материала, но без заметного изменения мощности.

Принадлежность юдомской свиты к нижнему кембрию устанавливается ее трансгрессивным и несогласным залеганием на синийских отложениях и, прорывающих последние, ультраосновных щелочных породах (ингилийская структура), с одной стороны, и тесной связью с породами вышележащей пестроцветной свиты, охарактеризованной богатой фауной, принадлежащей к верхней зоне алданского яруса нижнего кембрия, с другой.

Имеются указания, что по р. Алах-Юне Е. С. Бобиным непосредственно в свите найдены остатки нижнекембрийских трилобитов *Paedeumias* sp. из семейства Olenellidae, а по р. Юдоме Ю. К. Дзевановским обнаружены крупные брахиоподы, оставшиеся неопределенными.

Пестроцветная свита. На доломитах и доломитистых известняках юдомской свиты согласно лежит толща разноцветных карбонатных пород, за которой закрепилось название «пестроцветной». Это название впервые предложено О. В. Флеровой.

Свита распространена в тех же районах, что и юдомская свита, с которой она имеет согласное залегание и постепенные взаимопереходы. Наиболее полно свита вскрыта в береговых обнажениях нижнего течения рек Маи и Юдомы. Свита здесь сложена тонкоплитчатыми мергелистыми и доломитистыми известняками, реже чистыми известняками и мергелями разнообразной окраски. Преобладают красноватые и зеленоватые цвета, но встречаются также фиолетовые, желтые, бурые, голубые, черные разности. Различно окрашенные слои чередуются между собой в разрезе, но иногда, что является характерным для низов свиты, окраска не связана с напластованием, а меняется довольно прихотливо во всех направлениях в пределах одного и того же отдельно взятого слоя. Мощность слоев колеблется от 2—3 до 10—15 *см;* каждый слой отделен от соседнего очень тонким цветным прослоем мергелистых сланцев. В свите собрана обильная фауна (сборы Ю. К. Дзевановского, В. А. Ярмолюка и др.), среди которых, по определению Е. В. Лермонтовой, присутствуют *Pagetiellus lenaicus* (Tol l.), *Pagetia profunda* (Lerm.), *Heliodiscus ponderosus* Lerm., *Judomia dzevanovskii* (Hol l.), *Botsfordia caelata* (Hol l.), *Acrothele* sp., *Kutorgina* sp.

Приведенные формы по возрасту отвечают верхней зоне алданского яруса нижнего кембрия.

Мощность свиты 30—60 *м.*

В юго-западном направлении свита испытывает значительные фациальные изменения. В бассейне среднего течения р. Бол. Аим и в районе озер Мар — Кюель пестроцветная свита подразделяется на два горизонта: нижний (местное название — бердякитская свита), представленный красноцветными глинистыми известняками с фауной археоциат

http://jurassic.ru/

мощностью 60—90 *м*, и верхний (местное название — кеткапская свита), представленный пестроокрашенными известняками, глинистыми известняками, мергелями и доломитами общей мощностью 140 *м*, охарактеризованный фауной трилобитов, брахиопод и гиолитов.

В нижнем горизонте И. Т. Журавлевой и А. Г. Вологдиным в сборах В. А. Самозванцева и И. П. Кузнецова определены археоциаты: *Ajacicyathys tkatschenkovi* (Vol.), *A. robustus* (Vol.), *A. anabarensis* (Vol.), *A. disciformis* Zhur., *A. ketkapensis* (Vol.), *Nachoroicyathus mirabilis* Zhur., *Dokidocyathus regularis* Zhur., *Dictyocyathus translucidus* Zhur., *Loculocyathus pokrovskii* Zhur., *Coscinocyathus* cf. *rojkovi* (Vol.), *C. retetabulae* (Vol.), *Archaeolynthus polaris* (Vol.). Эта фауна указывает на принадлежность заключающих ее слоев к кенядинскому горизонту алданского яруса.

Из верхнего горизонта свиты Н. В. Покровской и Н. П. Суворовой по сборам З. М. Самозванцевой, С. М. Калимулина и В. М. Татаринова определены трилобиты: *Pagetiellus lenaicus* (Toll.), *P. tolli* Lerm., *Cobboldia* sp., *Judomia* sp., *Bonnia* sp.; брахиоподы: *Botsfordia caelata* (Holl.) и гиолиты: *Orthotheca, Hyolites* aff. *kotoi siato, Hyolithellus ruicous* Billingsi.

Перечисленная фауна указывает на принадлежность заключающих ее пород к атдабанскому горизонту алданского яруса.

Мощность свиты в бассейне р. Бол. Аим 180—220 *м*.

Ленский ярус

Инниканская свита. Согласно на пестроцветных породах предыдущей свиты залегает толща битуминозных пород, для которой В. А. Ярмолюк в 1939 г. предложил название инниканская свита. Наиболее полно свита обнажена в береговых обрывах р. Бол. Инникан левого притока р. Маи, а также по р. Юдоме в ее нижнем течении. Свита сложена черными тонкоплитчатыми листоватыми горючими сланцами, пелитоморфными известняками, глинистыми сланцами, переслаивающимися с такими же черными кристаллически-зернистыми известняками и кремнистыми сланцами. Битуминологический анализ показал, что как горючие сланцы, так и известняки содержат до 0,2% битумов нефтяного ряда.

Известково-глинистые сланцы являются основной составной частью свиты. Они тонкоплитчатые, полосчатые, в выветрелом состоянии листоватые. Местами наблюдается обильное обогащение сланцев пиритом.

Битуминозные известняки присутствуют главным образом в нижней и средней частях свиты. Среди известняков различаются тонкозернистые и крупнозернистые. Первые образуют слои выдержанной мощности от 5 до 3 *см*, которые прослеживаются в пределах обнажения на значительном протяжении. Вторые имеют линзовидное строение и часто встречаются в виде караваеобразных тел среди других пород свиты.

Свита охарактеризована богатой фауной, среди которой, по определению Е. В. Лермонтовой, присутствуют *Protolenus dzevanovskii* Lerm., *Pagetiellus tolli* Lerm., *P. lenaicus* (Toll.), *Microdiscus lenaicus, Botsfordia caelata* (Holl.), *Hyolites jakutensis* Lerm. и др.

Эта фауна свидетельствует о принадлежности свиты к зоне Protolenus ленского яруса. Более верхние зоны ленского яруса нижнего кембрия в долине р. Маи не установлены. Мощность свиты 25—30 *м*.

В юго-западной части рассматриваемого района (бассейн левых притоков р. Бол. Аим) инниканская свита имеет несколько иное строение. Здесь на известняках пестроцветной свиты согласно залегают (снизу):

http://jurassic.ru/

1. Битуминозные известняки темно-серого цвета с редкими прослоями серых небитуминозных известняков . . . . . 25 *м*
2. Битуминозные известняки темно-серого цвета, тонкопереслаивающиеся с глинистыми известняками, кремнистыми известняками и известковистыми алевролитами . . . . . 10 „
3. Битуминозные известняки темно-серые с линзами черных кремней . . 10 „
4. Доломитистые, иногда песчанистые известняки светло-серого и желтовато-серого цвета . . . . . 10 „
5. Различно окрашенные тонкослоистые мергели с прослоями глинистых доломитов . . . . . 40—60 „

Общая мощность 95—115 *м*.

В этих породах С. М. Калимулиным и З. М. Самозванцевой собрана ископаемая фауна, среди которой Н. В. Покровской и Н. П. Суворовой определены трилобиты: *Bergeroniellus asiaticus* L e r m., *Protolenus dzevanovskii* L e r m., *Pagetina* cf. *prinaeva* L e r m., *Kootenia aldanica* sp.; брахиоподы: *Botsfordia caelata* (H o l l.), *Obolella* sp. и др. Перечисленные формы характерны для синского горизонта ленского яруса нижнего кембрия. Более верхние горизонты ленского яруса в разрезе отсутствуют, что связано с поднятиями и перерывом в осадконакоплении в конце раннего кембрия.

Средний кембрий

Отложения среднего кембрия трансгрессивно с размывом лежат на подстилающей их инниканской свите. Судя по фауне, эти отложения начинаются со слоев, принадлежащих к верхней зоне амгинского яруса — Paradoxides hicksi *.

Амгинский ярус

Отложения амгинского яруса наиболее широко распространены в бассейне р. Бол. Аим, где представлены нельгакинской свитой и нижней частью устьмильской свиты. Обе свиты выделены Н. Е. Чернышевой в среднем течении Алдана (за пределами рассматриваемой территории).

Нельгакинская свита в нижней части сложена плитчатыми глинистыми известняками серого и зеленовато-серого цвета, которым подчинены редкие прослои мергелей и известняков. В глинистых известняках С. М. Калимулиным собраны трилобиты, которые, по определению Н. В. Покровской, представлены *Tomagnostus fissus* (L u n d g r.), *Triplagnostus gibbus* (L i n r s.), *Solenopleura flerovae* L e r m., *Eodiscus punctatus* (S a l t.), *Hypagnostus trancatus* (B r ö g g.).

Верхняя часть нельгакинской свиты сложена плитчатыми глинистыми известняками, переслаивающимися с комковатыми известняками. Им подчинены редкие прослои грубообломочных и оолитовых песчанистых известняков. За пределами района, на Алдане, в верхах нельгакинской свиты Н. Е. Чернышевой найден трилобит *Peronopsis fallax* (L i n r s.).

К амгинскому ярусу относится также и нижняя часть *устьмильской свиты,* связанная постепенными переходами с нельгакинской свитой. Она представлена светло-серыми и белыми известняками, которым подчинены линзы плитчатых глинистых известняков.

Мощность пород амгинского яруса, по данным Н. Е. Чернышевой, достигает в бассейне Алдана 1000—1400 *м*.

В бассейне р. Маи наблюдается выклинивание слоев амгинского яруса, связанное с перерывом, предшествовавшим отложению пород

* Нижние горизонты среднего кембрия, соответствующие двум нижним фаунистическим зонам Paradoxides oelandicus и Ctenocephalus exulans выпали из разреза в связи с упомянутым перерывом.

http://jurassic.ru/

майского яруса. В нижнем течении р. Маи к амгинскому ярусу может быть отнесен лишь 2-метровый слой известковистых брекчий и черных известковистых сланцев, выделенный Ю. К. Дзевановским в 1940 г. в основании Чайской сопки. Этот слой трансгрессивно перекрывает битуминозные породы инниканской свиты ленского яруса нижнего кембрия. В свою очередь на нем с размывом залегают комковатые известняки чайской свиты майского яруса. В черных известковистых сланцах Ю. К. Дзевановским собрана фауна (определенная Е. В. Лермонтовой): *Ctehocephalus exulans* (Linrs.), *Bailiella impressa* (Linrs.), *Paradoxides* cf. *hicksi, Acrothelle cariacca* (Linrs.), *Tomagnostus fissus* (Lundgr.), *Triplagnostus gibbus* var. *armata* Lerm., *Acrotreta* sp., *solenopleura* sp., *Eodiscus* sp. и др.

Приведенные формы, по мнению Е. В. Лермонтовой, отвечают зоне Paradoxides hicksi Швеции, представляя собой уже фауну атлантического типа, тогда как нижнекембрийские осадки района охарактеризованы фауной тихоокеанского типа. Это обстоятельство, наряду с выпадением из разреза верхних зон ленского яруса нижнего кембрия и двух нижних зон — Paradoxides oelandicus и Ctehocephalus exulans амгинского яруса среднего кембрия, свидетельствует о существенных палеогеографических перестройках, имевших место на востоке Сибирской платформы на границе нижнего и среднего кембрия.

Майский ярус

Отложения майского яруса известны в нижнем течении р. Маи, в нижнем и среднем течении р. Юдомы, в бассейне р. Бол. Аим, а также в Юдомо-Майском прогибе. В западной половине района эти отложения залегают на породах амгинского яруса без видимого несогласия. Восточнее, в бассейне р. Юдомы, они трансгрессивно перекрывают битуминозные породы инниканской свиты, а в Юдомо-Майском прогибе залегают на различных горизонтах пестроцветной и юдомской свит или местами непосредственно на породах синийского комплекса.

В нижнем течении р. Маи майскому ярусу отвечает мощная толща карбонатных пород, которая О. В. Флеровой (1937 г.) подразделена на две свиты: нижнюю — чайскую и верхнюю — устьмайскую.

Чайская свита наиболее полный разрез имеет в береговом обрыве Чайской сопки, расположенной на р. Мае, непосредственно ниже устья ее левого притока р. Ильчакит.

Свита сложена цветными мергелистыми известняками комковато-конкреционного строения, разделенными пропластками известково-глинистых сланцев. Размер конкреций от 3 до 10 *см* в поперечнике. Часто внутри конкреций содержится фауна трилобитов, но особенно она обильна в известково-глинистых прослоях, разделяющих пласты известняка. Среди собранной фауны преобладают следующие формы: *Oryctocephalops frischenfeldi* Lerm., *Inikanella gracilis* Lerm., *Tomagnostus fissus* (Lundgr.), *Anopolenus heuricu* (Salt.), *Eodiscus punctatus* (Salt.), *Peronopsis fallax* (Linrs.), *Hypagnostus truncatus* (Brögg.), *Cotalagnostus altus* (Grönw.), *Ptychagnostus lyra* Lerm., *Zingnagnostus kjerulfi* (Brögg.) и др.

Е. В. Лермонтова, определявшая эту фауну, считает, что все обнаруженные формы указывают на принадлежность свиты к зоне Paradoxides davidis.

Мощность свиты 60—100 *м*.

В бассейне р. Бол. Аим аналогом чайской свиты является верхняя часть устьмильской свиты, сложенная серыми и светло-серыми известняками.

http://jurassic.ru/

Устьмайская свита венчает разрез кембрийских отложений района. В строении свиты принимают участие плитчатые известняки, песчанистые и оолитовые известняки, переслаивающиеся с мергелями и маломощными прослоями известково-глинистых сланцев. В основном все эти породы серого цвета, но встречаются также и окрашенные в зеленоватые и коричневые цвета. Сравнительно чистые известняки и мергелистые известняки преобладают в низах свиты, а песчаные и оолитовые — в ее верхах. Свита охарактеризована обильной фауной трилобитов, количество видов и особей которой возрастает вниз по разрезу.

Собранная в свите из районов р. Чабды, нижнего течения рек Маи и Юдомы фауна, по определению Е. В. Лермонтовой и Н. Е. Чернышевой, представлена следующими формами: *Agasella falcata* Lerm., *Acidaspides lermontovae* Tchern., *Solenopleura algensis* sp., *S. zverewi* Lerm., *Kingstonia antiqua, Coosia pulchra* sp., *Ptychoparia tchabdensis* Tchern., *Liostracus tenkensis* sp., *Forchammeria acuta* sp., *F. elegans* Lerm., *Prohedinia attenuata* Lerm., *Goniagnostus nathorstia* (Brögg.), *Phalacroma glandiformis* (Ang.), *Aldanaspis punctatus* Lerm., *A. truncatus* Lerm., *Anomocarina splendeus, Centropleura oriens* и др. По этой фауне свита относится к верхней зоне майского яруса среднего кембрия — к зоне Paradoxides forchammeri.

Помимо фауны с трилобитами в свите встречаются известковые водоросли, а на р. Чабде были найдены остатки наземной флоры. Последняя А. Н. Криштофовичем определена как *Aldanophyton antiquissimum* Krysht.

Мощность отложений майского яруса в составе чайской и устьмайской свит определяется для района р. Юдомы и Чайской сопки в 150—300 *м* и для района р. Чабды 1000—1250 *м* (по Н. Е. Чернышевой) при общей мощности кембрийских отложений около 2500 *м*. Из них на долю нижнего кембрия приходится 300—500 *м* и среднего кембрия до 2000 *м*.

Отложения верхнего кембрия в бассейне р. Маи не установлены.

— *Хребет Джагды*

В этом районе кембрийские отложения были впервые выделены в верхнем течении р. Урма Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемековым в 1950 г. В 1960—1962 гг. Г. В. Беляева, А. К. Егоров, Ю. А. Мамонтов, В. Ф. Сигов, Э. Л. Школьник и Ю. И. Щербина установили, что кембрийские отложения широко распространены вдоль всего хр. Джагды, преимущественно на его северных склонах, но местами заходят и на южные склоны, вплоть до долины р. Селиткана. Эти исследователи предложили кембрийские отложения подразделить на две согласно залегающие свиты: нижнюю — улиганскую и верхнюю — оннетокскую, которые совместно с подстилающими породами амнусской свиты синийского возраста собраны в складки северо-восточного и северо-западного простираний.

Улиганская свита, выделенная впервые В. Ф. Сиговым в 1960 г., сложена яшмами, яшмоидами, диабазами, диабазовыми порфиритами, вариолитовыми афанитами и их туфами, песчаниками, известняками, алевролитами и железными рудами. На подстилающих флишоидных породах амнусской свиты синийского (верхнепротерозойского) возраста улиганская свита залегает согласно, причем граница между свитами проводится условно по появлению в разрезе первого снизу пласта яшм, подошва которого принимается за основание улиганской свиты.

В настоящее время свита прослежена на значительные расстояния, измеряемые сотнями километров. Повсеместно она имеет один и тот же

http://jurassic.ru/

смешанный терригенно-кремнисто-вулканогенный состав, хотя отдельные входящие в состав свиты литологические горизонты испытывают значительные фациальные изменения.

Ю. А. Мамонтов изучил следующий стратиграфический разрез свиты, составленный им в верховье р. Джялака (правый приток р. Гербикана), для самого крайнего из изученных в настоящее время северо-восточных участков распространения свиты (снизу).

1. Яшмы вишнево-красные, плитчатые	10 *м*
2. Диабазы и диабазовые порфириты	65 „
3. Яшмовидные породы темно-серые, массивные с радиоляриями	3 „
4. Яшмы вишнево-красные, плитчатые	25 „
5. Диабазы и пиалобазальты	15 „
6. Яшмовидные породы зеленовато-серые, массивные	45 „
7. Диабазы и диабазовые порфириты зеленовато-серые	15 „
8. Яшмы темно-серые до черных с прослоями плитчатых светло-серых кремнистых сланцев	20 „
9. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, темно-серые, массивные	40 „
10. Песчаники полимиктовые, темные, слоистые	15 „
11. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, серые, массивные	90 „
12. Яшмы темно-серые, массивные	50 „
13. Яшмы вишнево-красные, плитчатые	40 „
14. Диабазовые порфириты, переслаивающиеся с литокластическими туфами	10 „
15. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые, массивные	50 „
16. Алевролиты рассланцованные, темно-серые	15 „
17. Яшмовидные породы зеленовато-серые, массивные	2 „
18. Яшмы вишнево-красные, массивные с прослоями черных яшм	30 „
19. Песчаники полимиктовые мелкозернистые, зеленовато-серые, массивные	30 „
20. Алевролиты темно-серые, комковатые	10 „
21. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, массивные	15 „
22. Вариолитовые афаниты и их туфы	20 „
23. Яшмы вишнево-красные, переслаивающиеся с яшмами серыми	25 „
24. Известняки мраморизованные, массивные, серые	20 „
25. Яшмы вишнево-красные и серые	15 „
26. Диабазы зеленовато-серые, рассланцованные	10 „
27. Известняки серые, массивные с онколитами	45 „
28. Глинистые сланцы	10 „
29. Яшмовидные породы серые, массивные	30 „
30. Вариолитовые афаниты	25 „
31. Известняки мраморизованные, светло-серые с остатками водорослей	10 „
32. Яшмы зеленовато-серые, массивные	50 „

Приведенный разрез, в котором, по мнению Ю. А. Мамонтова, нет самых нижних горизонтов улиганской свиты, относится к южному крылу синклинальной складки. Северное крыло этой складки имеет несколько иное строение. В его разрезе принимают участие в основном яшмы и песчаники при полном отсутствии известняков и диабазов. Но в следующей, расположенной далее на север, параллельной складчатой структуре, пересекающей р. Джялак в нижнем ее течении, известняки и особенно диабазы вновь приобретают существенное значение в составе свиты, составляя треть ее объема. Аналогичные изменения фациального состава свиты наблюдаются и по простиранию. Так, в 50—55 *км* юго-западнее р. Джялак, в верховьях р. Урма, по данным А. В. Махинина, улиганская свита имеет следующий разрез (снизу).

Непосредственно на песчаниках амнусской свиты залегают

1. Яшмы вишнево-красные	60 *м*
2. Яшмы светло-серые	25 „
3. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые с маломощными прослоями зеленоватых кремнисто-глинистых сланцев	90 „
4. Яшмы серые	75 „
5. Туфы диабазовых порфиритов	50 „
6. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, серые	120 „
Задернована	
7. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые с редкими маломощными прослоями кремнисто-глинистых сланцев	60 „

http://jurassic.ru/

8. Яшмы вишнево-красные . . . . . 20 *м*
9. Песчаники, аналогичные слою 7 . . . . . 30 „
10. Яшмы темно-вишневого цвета . . . . . 60 „
11. Диабазовые порфириты и их туфы . . . . . 15 „

Далее через 40 *км* по простиранию свиты уже в пределах северо-западных структур разрез свиты, составленный В. Ф. Сиговым по обнажениям правого борта р. Шевли, следующий.

На глинистых сланцах амнусской свиты синийского возраста непосредственно залегают

1. Кремнистая массивная порода, темно-серая с зеленоватым оттенком . 0,6 *м*
2. Диабазы массивные, зеленовато-серые . . . . . 0,4 „
3. Известняки светло-серые, массивные . . . . . 15 „
4. Переслаивание кремней, глинистых сланцев и песчаников; прослои известняков . . . . . 268 „
5. Песчаники мелкозернистые, массивные, серые и зеленовато-серые с прослоями глинистых сланцев . . . . . 68 „
6. Яшмы сургучно-красные с прослоями зеленовато-серых кремнистых сланцев, глинистых сланцев и песчаников . . . . . 65 „
7. Диабазы светло-зеленые, перемежающиеся с сургучно-красными яшмами 28 „
8. Песчаники мелкозернистые, серые, массивные . . . . . 4 „
9. Яшмы сургучно-красные . . . . . 4 „
10. Песчаники мелкозернистые, с прослоями алевролитов и кремнистых сланцев . . . . . 44 „
11. Яшмы сургучно-красные с прослоями песчаников, алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев и диабазов . . . . . 53 „
12. Песчаники мелкозернистые, массивные, серые и зеленовато-серые, с прослоями яшм, диабазов и глинистых сланцев . . . . . 65 „

Общая мощность свиты 584 *м*.

Далее на северо-запад, на левобережье р. Лан, в составе свиты увеличивается мощность прослоев диабазовых лав, наряду с которыми появляются лавы более кислого состава типа плагиопорфиров.

Сопоставление приведенных разрезов между собой, а также с данными наблюдений над свитой в других участках рассматриваемого района показывает, что в составе улиганской свиты по простиранию с востока на запад происходит уменьшение мощности и количество прослоев известняков и вулканогенных пород, а также яшм и яшмовидных пород. При этом известняки приурочены к нижней и верхней частям свиты. В основании свиты они, как правило, слагают линзы мощностью до 20 *м*, протяженностью не более 100 *м*, а в верхах свиты образуют горизонты, прослеживающиеся на расстоянии до 10—12 *км*.

В направлении с юга на север также происходит изменение состава свиты. На участках, примыкающих к хр. Джагды, в улиганской свите яшмы и другие кремнистые породы резко преобладают над эффузивами, тогда как к северу (реки Лан, Гербикан и нижнее течение р. Джялак) эффузивам принадлежит главная роль в разрезе свиты. Встречающиеся в улиганской свите железные руды приурочены к ее верхним горизонтам. Они представлены пластами гематита и магнетита. Магнетитсодержащие песчаники залегают чаще всего в виде линз. Мощность рудных пластов различная: от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. По данным Ю. А. Мамонтова, на водоразделе Верхняя Итмата — Ненатыджак среди серых яшм встречен пласт магнетит-гематитовых руд мощностью 55 *м*, сложенный массивными плотными рудами, переслаивающимися с тонкополосчатыми рудами.

В известняках свиты, в различных участках района, собрана фауна археоциат, а также гиолиты, водоросли и трилобиты.

Среди остатков археоциат И. Т. Журавлевой определены следующие формы: *Ajacicyathus khemtschikensis* (Vol.), *Archaeocyathus* sp., *Coscinocyathellidae* sp., *Dictyocyathus* sp., *Formosocyathus* sp., *Lepto-*

http://jurassic.ru/

socyathus sp., *Laclaecyathus limbatus* (Zhur.), *Nochoroicythus* sp., *Robustocyathus* sp., *Syringocuema* (?) sp.

По заключению И. Т. Журавлевой, приведенная фауна характерна для верхов базаихского горизонта и санаштыгольского горизонта нижнего кембрия, что соответствует верхам алданского яруса.

Оннетокская свита, выделенная впервые в 1951 г. В. А. Крыловым (как девонская), по новым данным залегает согласно на улиганской свите, от которой отличается преобладанием мелкозернистых песчаников при подчиненном значении яшм, диабазов и известняков. Вместе с тем в свите более широко распространены железные руды.

Подобно улиганской свите, оннетокская свита в восточной части района, к востоку от меридиана 132°42′, собрана в складки северо-восточного простирания, а к западу — северо-западного простирания.

Для восточной части района наиболее характерным в настоящее время признан следующий схематизированный разрез свиты, составленный А. В. Махининым по р. Оннеток в 1962 г.

1. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые	более 300 *м*
2. Яшмы серые и розовато-серые	40 „
3. Туфы диабазовых порфиритов	6 „
4. Яшмы светло-серые и розовато-серые	15 „
5 Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые с прослоями кремнистых сланцев	450 „
6. Яшмы светло-серые	15 „
7. Яшмы зеленовато- и розовато-серые	80 „
8. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые	320 „
9. Яшмы розовато-серые	12 „
10. Яшмы желтовато-серые	60 „
11. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые	80 „

Общая мощность 1380 *м*.

По простиранию горизонты яшм имеют значительные колебания мощности вплоть до выклинивания. В 45—50 *км* к северо-востоку от приведенного разреза, в бассейне р. Джялак, по данным Ю. А. Мамонтова, свита становится почти целиком песчанистой за счет сокращения мощности и числа горизонтов яшмовидных пород. Вместе с этим уменьшается и общая мощность свиты до 1120 *м*.

В верхнем течении р. Оннеток среди верхнего горизонта яшм обнаружены магнетито-гематитовые железные руды, находящиеся в согласном переслаивании с яшмами и диабазами. Их мощность колеблется от 1 до 14 *м*. Отдельные пласты прослежены по простиранию на 800 *м*.

В западной части района, в пределах северо-западных складчатых структур, оннетокская свита наиболее полно обнажена в правом борту долины р. Шевли выше устья р. Лан, где, по В. Ф. Сигову, намечается следующий ее разрез (снизу).

1. Песчаники мелкозернистые, массивные, зеленовато-серые с прослоями кремнистых и глинистых сланцев, а также с пластовыми телами диабазов	120 *м*
2. Песчаники мелкозернистые, массивные, серые и зеленовато-серые	300 „
3. Переслаивание песчаников и глинистых сланцев	10 „
4. Песчаники мелкозернистые, массивные, зеленовато-серые с редкими прослоями (до 1,5 *м*) алевролитов и глинистых сланцев	370 „
5. Те же песчаники, но с более частыми прослоями, мощностью до 2 *м*, алевролитов. В отдельных частях горизонта наблюдаются маломощные (0,5 *м*) тела диабазов	200 „
6. Песчаники массивные, серые, светло-серые и зеленовато-серые	400 „

Общая мощность 1400 *м*.

Примерно такой же характер разреза имеет свита и в других участках западной половины района. Повсеместно она почти полностью (не менее чем 95%) состоит из песчаников, которым подчинены маломощные прослои глинистых сланцев, алевролитов, кремнистых сланцев, а также диабазы.

http://jurassic.ru/

В отличие от северо-восточных структур, где в составе свиты повсеместно присутствуют железные руды, в северо-западных структурах пока железных руд не обнаружено.

В отдельных обнажениях среди поля развития пород оннетокской свиты наблюдаются небольшие линзы известняков. В одной из таких линз на левобережье р. Урми, в 12 *км* выше устья р. Курум, где в 1950 г. были впервые обнаружены археоциаты, которые, по определению Э. З. Бульванкер, близки к формам, описанным из нижнекембрийских отложений Сибири. Позднее, в 1958 г. Л. И. Красным была повторно собрана фауна в этой точке, которая, по предварительному заключению А. Г. Вологдина, представлена следующими нижнекембрийскими формами: *Archaeocyathus* sp. (sp. nov.), *Ar. incerta seclis.*, *Aptocyathus tenuimuralis* Vologd. sp. nov., *Thaiamocyathus* sp. nov., *Turgidocyathus orientalis* Vologd. sp. nov., *Syrgidocyathus* sp. nov., *Squamella prima* Vologd. sp. nov., *Multicyathus okulitchi* Vologd. gen. et sp. nov., *Ajacicyathus* sp. nov., *Annuiocyathus* sp. nov., *Ethmophyllum* sp. (sp. nov.), *Leptosocyathus* sp. (sp. nov), *Monocyathus* sp. (sp. nov.,), *Onetokcyathus orientalis* Vologd., *Retecyathus* sp. (sp. nov.,), *Hyolithes* sp., *Proanlopora* sp.

А. Г. Вологдин указывает, что установленные в этой коллекции организмы по сравнению со всеми ранее изученными тафоценозами археоциато-водорослевого и археоциато-гиолитового состава Сибири всех известных разрезов кембрия оказываются новыми. Некоторые из них, в частности *Multicyathus okulitchi*, отличаются высоким уровнем своего эволюционного развития.

В 1961 г. из этой же точки Э. Л. Школьником, А. К. Егоровым и Ю. И. Щербиной дополнительно собрана фауна, которая по определению И. Т. Журавлевой представлена *Archaeocyathus* cf. *condensis* (Vologd.), *A. nalivkini* (Vologd.), *Artocyathus* sp. nov., *Coscinocyathus* sp., *Ladaecyathus limbatus* Zhur., *L.* sp. nov., *Putapacyathiclae* sp., *Sajanocyathus* (?) sp., *Tegerocyathus* (?) sp., *Vologdinocyathus* sp. nov., а также водоросли *Epiphyton*, *Renalcis* и *Tubulophyton*. Эти органические остатки, по заключению И. Т. Журавлевой, отвечают верхам алданского яруса нижнего кембрия.

В 1962 г. в других пунктах развития оннетокской свиты Н. А. Дроздовой, В. А. Махининым, Ю. А. Мамонтовым и А. Н. Власовым были собраны археоциаты и водоросли, представленные, по определению А. Г. Вологдина, следующими формами: археоциаты — *Archaeocyathus* sp., *Protophareta* cf. *bipartita* Vologd., *Syrihyocnema* sp., *Tegerocyathus edelsteini* (Vologd.), водоросли — *Proanlopora* cf. *rarissima* Vologd., *Renalcis granosus* Vologd., *Epiphyton deusum* Vologd., *E. fruticosum* Vologd., *E. fosciculatum* Chapman, *E. tenue* Vologd. *Renalcis* sp. Эти формы, указывает А. Г. Вологдин, свойственны верхним горизонтам нижнего кембрия и переходным слоям к среднему кембрию, в связи с чем вмещающие их слои отвечают, видимо, верхним горизонтам ленского яруса.

Район р. Мельгина

На правобережье среднего течения р. Буреи кембрийские отложения совместно с подстилающими их синийскими отложениями выполняют прогиб, вытянутый на 80—90 *км* в северо-восточном направлении. Первые сведения о кембрии этого района принадлежат Ю. П. Рассказову. В дальнейшем к кембрийскому возрасту здесь была отнесена чергиленская свита, которая, по данным В. Г. Сенкевича и В. Р. Анисимова, залегает трансгрессивно на отложениях мельгинской свиты синийского (позднепротерозойского) возраста. Сложена свита

http://jurassic.ru/

карбонатно-кремнисто-терригенными породами, имеющими значительные фациальные изменения по простиранию.

Наиболее полно разрез свиты вскрыт в береговых обнажениях р. Чергилен. Здесь, по данным В. Г. Сенкевича, в основании свиты непосредственно на мраморизованных известняках мельгинской свиты залегают

1. Конгломераты и седиментационные брекчии	5—10 *м*
2. Известняк мраморизованный, массивный, серый	75 „
3. Известково-глинистый сланец тонкоплитчатый	до 10 „
4. Известняк мраморизованный, светло-серый	5 „
5. Известково-глинистый сланец зеленовато-серый	до 5 „
6. Переслаивание пластов мощностью 0,2—2,5 *м* глинистых сланцев и окремнелых известняков	8 „
7. Глинистый сланец	18 „
8. Переслаивание серых известняков и глинистых сланцев	25 „
9. Известняк серый	35 „
10. Глинистые сланцы темно-серые	22 „
11. Переслаивание известняков с глинистыми сланцами и углисто-глинистыми сланцами	18 „
12. Глинистые сланцы темно-серые	38 „
13. Переслаивание известняков и глинистых сланцев	7 „
14. Тонкорассланцованные глинистые и углисто-глинистые сланцы	30 „
15. Известково-глинистый сланец темно-серый	16 „
16. Переслаивание известняков и известково-глинистых сланцев	7 „
17. Известково-глинистый сланец	более 10 „

Общая мощность 350 *м*.

Вверх по разрезу, судя по делювиальным обломкам, роль карбонатных пород в свите заметно снижается; начинают преобладать песчаники и алевролиты. Наблюдаются также и фациальные изменения пород по простиранию; так, только в низовье р. Чергилена нижняя часть свиты имеет преимущественно карбонатный характер, а в других участках своего распространения, в частности в низовье р. Дёса, в ней преобладают конгломерато-брекчии, песчаники, углистые и глинистые сланцы, а в бассейне р. Нижнего Мельгина кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы.

Общая мощность свиты 550—900 *м*.

До 1958 г. возраст свиты как кембрийский устанавливался на основании находок А. Г. Шендеровой в известняках свиты породообразующих водорослей *Epiphyton fasciculatum* Chapman., которые, по заключению Г. И. Кириченко, характерны для нижнего и среднего кембрия. В 1958 г. Е. А. Козловым в пределах распространения карбонатных пород чергиленской свиты была обнаружена глыба мрамора с отпечатками археоциат и водорослей плохой сохранности. Среди археоциат К. Н. Конюшковым установлены следующие формы: *Ajacicyathus* cf. *neoacutus* (Vologd.), *A.* sp., *Coscicyathus dianthus* Born., *Thalomocyathus Kuznetsovi* (Vologd.) *Archaeofundia* sp. nov. Эти археоциаты соответствуют камешковскому комплексу Алтае-Саянской области и нижним горизонтам ленского яруса Алдана, отвечая в возрастном отношении верхней половине нижнего кембрия. Совместно с археоциатами встречены и водоросли, которые определены как *Epiphyton* sp.

На основании этих определений возраст чергиленской свиты устанавливается как раннекембрийский.

Малый Хинган

Кембрийские отложения Малого Хингана представлены двумя согласно залегающими свитами: рудоносной и лондоковской. Они слагают ядра синклиналей и грабены в поле развития пород хинганской серии (хинганская толща С. А. Музылева).

http://jurassic.ru/

Рудоносная свита с размывом залегает на мурандавской и отчасти игинчинской свитах. Свита сложена кремнисто-серицитовыми, глинистыми, углисто-глинистыми, углистыми, кремнистыми сланцами, алевролитами, доломитовыми песчаниками, известняками, железистыми кварцитами, марганцевыми рудами, седиментационными брекчиями, гравелитами.

Стратиграфический разрез рудоносной свиты изучен на многочисленных железорудных и железо-марганцевых месторождениях. Для южной части Малого Хингана характерным является разрез рудоносной свиты бассейна р. Самары. Здесь, как и везде на Малом Хингане, она делится на три подсвиты, из которых средняя является рудной.

Нижняя подсвита состоит из двух пачек — нижней, представленной глинисто-доломитовой брекчией, углисто-глинистыми, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами (мощность 20—25 *м*), и верхней, сложенной доломитовыми песчаниками и доломитовой брекчией с подчиненными прослоями глинистых доломитов и кремнисто-глинистых сланцев мощностью 1—12 *м*.

Средняя (рудная) подсвита содержит два пласта: нижний марганцеворудный и верхний железорудный. Марганцеворудный пласт мощностью от 2 до 9 *м* состоит из чередующихся рудных и нерудных прослоев. Рудные прослои сложены браунитом, гаусманитом и родохрозитом, нерудные — кремнисто-глинистыми сланцами и доломитовыми песчаниками. Железорудный пласт мощностью 18—25 *м* представлен железистыми микрокварцитами, переслаивающимися с хлорито-доломитовой брекчией. По минералогическому составу выделяются магнетитовые, гематитовые и гематито-магнетитовые микрокварциты.

Верхняя подсвита мощностью 130 *м* сложена углисто-глинистыми, глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, содержащими линзы и прослои углистых и известковых доломитов и известняков.

Общая мощность разреза 170—200 *м*.

Далее к северу, в бассейне р. Биджана, в разрезе рудоносной свиты нет той пестроты в наслоении пород, какая наблюдается в бассейнах рек Самары и Помпеевки. В нижней подсвите часто отсутствуют седиментационные брекчии. Марганцевые руды беднее по содержанию.

В северной части Малого Хингана (бассейны рек Костеньги, Кимкана) наблюдаются существенно фациальные изменения рудной подсвиты. В ней отсутствует пласт железо-марганцевых руд, а ее мощность изменяется от 0 до 100 *м*. Общая мощность свиты в этих районах колеблется от 150 до 600 *м*.

Возраст рудоносной свиты считается нижнекембрийским на основании находки С. Г. Костаньяном и К. А. Львовым в отложениях верхней подсвиты окаменелостей, определенных Н. Н. Яковлевым как *Modioloides priscus* Walcott. Эта форма, не являясь руководящей, содержится в нижнекембрийских слоях Северной Америки.

Лондоковская свита венчает разрез хинганской серии. Она сложена мраморизованными известняками с подчиненными прослоями углисто-серицитовых, углисто-глинистых, кремнистых, карбонатных сланцев и доломитовых песчаников.

Характерной особенностью лондоковских известняков является сероводородный запах, который они издают при ударе молотком. Хорошие разрезы лондоковской свиты имеются в железнодорожных выемках в районе ст. Известковой.

По М. Г. Золотову, на этом участке в низах свиты наблюдается переслаивание углисто-кремнистых, известковых сланцев и кварцитов. Остальной разрез представлен грубо- и тонкослоистыми, а также мас-

http://jurassic.ru/

сивными известняками серой, темно-серой и светло-серой окраски. Мощность свиты достигает 1000 *м*. В бассейнах рек Кайлан и Левая Бурунбава в верхах разреза залегает пачка тонкослоистых кремнистых сланцев мощностью 200 *м*.

В бассейнах рек Самары и Помпеевки лондоковская свита делится на две подсвиты. Нижнюю мощностью 400—500 *м*, сложенную черными и серыми мраморизованными известняками с пачками углисто-глинистых сланцев и доломитовых песчаников, и верхнюю мощностью 200—300 *м*, представленную серыми и темно-серыми слоистыми кремнистыми сланцами с пачками кремнисто-глинистых сланцев. Общая мощность свиты 600—800 *м*.

Возраст лондоковской свиты на основании согласных взаимоотношений с рудоносной свитой также считается нижнекембрийским.

СРЕДНИЙ(?) И ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ

На северных склонах хр. Джагды (устье р. Шевли) Г. В. Беляевой и др. установлена толща (до 1200 *м*) известняков, алевролитов, песчаников и мергелей, содержащая в верхах *Aphelasnis* aff. *nobilis* Ivsh., *Coosia* (?) sp., *Koldinia* sp., *Paranorwoodia* sp. nov., *Kupaspis* sp., *Plethometopus* sp. Эта толща лежит согласно на нижнем кембрии.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения выявлены в последние годы в бассейне р. Уды и в Аянском районе. В междуречье Гербикан—Галам и по р. Дшеляк они представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками, несогласно (?) лежащими на нижнем кембрии. В известняках содержится фауна: *Diparelosma* Ulrich et Cooper, Calyemenidae, *Girvanella ducii* var. *nasakiensis* Masl., *Varmiporella* sp., *Nuia sibirica* Masl., характерная для нижнего ордовика. Мощность ордовика по р. Джеляк 1000—1100 *м*. По левобережью р. Шевли выше устья р. Бугали ордовикские отложения с размывом залегают на верхнем кембрии. Разрез представлен здесь песчаниками (часто глауконитовыми) и конгломератами с прослоями мергелей. В известковом цементе конгломератов обнаружена *Nuia sibirica* Masl. Абсолютный возраст песчаников (по глаукониту) 490 млн. лет.

В Аянском районе к верхнему ордовику отнесена верхняя часть алдомской свиты с фауной брахиопод *Dinorthis* (?) sp., *Platystrophia* sp., *Monomerella* sp. и др.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения развиты только в пределах Монголо-Охотской складчатой области — в верхнем течении Амура, в бассейнах рек Зеи и Селемджи, а также вблизи Охотского побережья.

Наиболее ранние находки остатков фауны силура в Амурской области принадлежат П. А. Казанскому. Им в 1909 г. впервые были найдены в верховьях Амура (в бассейне р. Омутной) остатки силурийских кораллов, брахиопод и трилобитов. Впоследствии силурийские морские отложения как Верхнего Приамурья, так и других районов Дальнего Востока изучались Ф. А. Макаренко (1933), В. З. Скороходом (1934), К. В. Антоновым, В. В. Онихимовским (1940), И. В. Лучицким (1950), М. С. Нагибиной (1954), А. З. Лазаревым, Е. А. Модзалевской (1958) и П. А. Сушковым и с 1958 г. геологами Дальневосточного геологического управления (С. А. Ивановым, Г. Ф. Олькиным, А. И. Самусиным, А. И. Фрейдиным, А. А. Майбородой, В. В. Шихановым и др.).

http://jurassic.ru/

В Верхнем Приамурье силурийские отложения входят в состав омутнинской свиты, установленной в 1934—1935 гг. В. З. Скороходом. Омутнинская свита, первоначально выделенная В. З. Скороходом под названием «кварцитовой свиты», рассматривалась как отложения ордовика — нижнего девона. Впоследствии эта свита (Скороход, 1941) была отнесена к образованиям ордовика и силура. В настоящее время на основании новых палеонтологических находок свита рассматривается только как силурийская.

Омутнинская свита сложена в основном светло-серыми, синевато- и зеленовато-серыми, желтоватыми и розовыми очень плотными кварцитами и кварцитовидными песчаниками, залегающими обычно мощными («массивными») слоями. Иногда среди них отмечаются прослои менее метаморфизованных кварцевых или грубозернистых аркозовых песчаников с обильной мелкой плохо окатанной галькой зеленых и черных кремнистых сланцев.

Наиболее древние горизонты омутнинской свиты выходят в долине р. Омутной. К востоку и западу от этой реки они перекрываются более молодыми силурийскими отложениями. В верхней части свиты наблюдаются прослои серых хлоритизированных и серицитизированных рассланцованных алевролитов.

Впервые наиболее полно разрез омутнинской свиты наблюдался В. З. Скороходом в нижнем течении р. Омутной. По его данным, полученным в 1935 г., можно составить следующий разрез (снизу).

1. Грубозернистые синевато-серые кварциты и кварцитовидные песчаники с мелкой хорошо окатанной галькой кварца и метаморфических пород . 120 *м*
2. Светлые до молочно-белых кварциты с листочками слюды на плоскостях сланцеватости и с маломощными прослоями песчано-глинистого материала 200 „
3. Мелкозернистые кварциты синеватого оттенка с прослоями глинистых сланцев и линзами известняков . . . . . до 1 „

В мелкозернистых кварцитах присутствует масса мелких *Spirifer* sp. На плоскостях стыка известковых линз со сланцем встречаются массовые скопления брахиопод и мшанок *(Spirifer, Rhinchonella* и *Fenestella)* 500 *м*. Этот горизонт постепенно сменяется слоями вышележащих отложений. В. З. Скороход (1941, стр. 31—32) фразу «массы мелких *Spirifer* sp.» (как было им указано в отчете 1935 г.) заменил фразой «массой фауны *Orthis calligramma*». Осталось неясным, чем было вызвано это изменение состава органических остатков. О пересмотре и переопределении фауны в процессе дальнейшей обработки материала В. З. Скороход не упоминает.

Однако подобное изменение состава брахиопод вносило существенную перемену в понимание возраста омутнинской свиты. Оно дало возможность как В. З. Скороходу, так и последующим исследователям, возраст отложений указанной свиты считать не только силурийским, но и ордовикским.

Вероятно, все выводы о времени отложения омутнинской свиты В. З. Скороходом основывались на данных П. А. Казанского (1911, 1915), нашедшего в бассейне р. Омутной (на кл. Исправничьем) форму, близкую к *Orthis calligramma* D a l m. *(Orthis* cf. *calligramma* D a l m.).

В состав силурийских образований (омутнинская свита) входят осадки лландоверийского, венлокского и, возможно, лудловского ярусов.

В пределах бассейна верхнего течения Амура омутнинская свита обнажается в низовьях его левобережных притоков Амазар, Урка, Омутная, Уруша, Ольдой и Крестовка. Восточнее она протягивается у подножия Ильтивусского хребта и несколько южнее его, к западу от ст. Имачи. Отложения свиты обычно вскрываются в ядрах антикли-

http://jurassic.ru/

нальных складок среднего палеозоя, нередко нарушаемых сбросами.

В результате исследований, проведенных в бассейне низовьев рек Омутная, Уруша, Ольдой Г. Ф Олькиным в 1960 г., омутнинская свита была подразделена на две подсвиты.

Нижняя подсвита состоит из светло-серых, желтоватых или розоватых плотных кварцитов и кварцевых песчаников с редкими прослоями (мощностью от одного до первых десятков метров) гравелитов и конгломератов. Верхняя подсвита сложена кварцитами с прослоями глинисто-серицитовых сланцев, рассланцованных алевролитов, кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов. В верхах этой подсвиты количество прослоев сланцев и алевролитов значительно возрастает.

Для пород, слагающих свиту, характерна различная степень метаморфизма. В ней, наряду со значительно метаморфизованными песчаниками, имеющими полностью перекристаллизованный цемент и обладающими мозаичной и роговиковой структурой, наблюдаются породы, представляющие собой обычные кварцевые и грубозернистые аркозовые песчаники. Местами (район Ильтивусского хребта) кварциты и кварцевые песчаники обнаруживают косослоистое строение. Непосредственного контакта омутнинской свиты с более древними образованиями установить не удалось.

Наиболее древние горизонты свиты наблюдаются в нижнем течении р. Омутной. По данным Г. Ф. Олькина (1961—1962 гг.), на водоразделе рек Урка и Мал. Омутная нижняя подсвита слагается белыми и серыми кварцитами с редкими линзами кварцевых гравелитов и конгломератов. Ее средняя часть на этом участке представлена серыми и белыми кварцитами (400 *м*).

Верхняя часть подсвиты несколько восточнее по правому берегу р. Уруши состоит из желтоватых, сиреневатых, сиреневато-серых и красноватых (150 *м*).

Общая мощность нижней подсвиты не менее 700—800 *м*.

Органических остатков в отложениях этого времени найти не удалось. Комплекс остатков брахиопод лландоверийского яруса (представителей родов *Virgiana* (?) и *Fardenia*) в 1958 г. был обнаружен С. А. Ивановым в восточной части Верхнего Приамурья (на северо-восток от р. Поёма), среди силурийских отложений, выходящих в ядре антиклинальной складки, сложенной девонскими породами.

Многочисленные органические остатки, образующие иногда ракушняки, И. В. Лучицким (1950) и позднее С. А. Ивановым, А. И Фрейдиным, К. С. Шашкиным, Г. Ф. Олькиным и другими были найдены в более высоких горизонтах свиты, по-видимому, в отложениях нижней половины верхней подсвиты. Из этих находок В. Н. Крестовниковым и Е. А. Модзалевской определены брахиоподы, преимущественно из отряда Orthida (*Levenea* aff. *markovskii* B. T c h e r n., *Tuvaella gigantea* B. T c h e r n., *T. rackovskii* B. T c h e r n. и др., характерные для отложений раннего силура, венлока Тувы и Монголии (Чернышев, 1937).

По р. Уруше, к югу от р. Мал. Халан, в 1961 г. Г. Ф. Олькиным установлен следующий разрез верхней подсвиты. Здесь на белых, розоватых и желтоватых кварцитах, содержащих прослои кварцевых песчаников и линзы гравелитов и конгломератов нижней подсвиты, залегают:

1. Кварциты среднезернистые, светло-серые и белые, с отдельными прослоями линзовидно-полосчатых серицито-глинистых сланцев, рассланцованных алевролитов и кварцевых песчаников с редкими линзами конгломератов . 150 *м*
2. Кварциты светлоокрашенные, переслаивающиеся со сланцеватыми алевролитами и линзовидно-полосчатыми глинисто-серицитовыми сланцами . . 550 „

http://jurassic.ru/

Выше по разрезу среди алевролитов и известняков встречены органические остатки нижнего девона. Остатков фауны лудловского яруса в разрезе силурийских образований не обнаружено. Однако наличие лудловского яруса возможно, исходя из большой мощности отложений омутнинской свиты и принимая во внимание постепенный и непосредственный переход ее в вышележащую большеневерскую свиту, имеющую раннедевонский возраст. Границы между ярусами силура остались не выясненными.

Разрез верхних слоев верхней омутнинской подсвиты и переходные слои к вышележащей большеневерской свите наблюдались Е. А. Модзалевской в ряде береговых обрывов р. Мал. Ольдой. Здесь выходят (снизу):

1. Кварцитовидные песчаники (с неопределимыми остатками ветвистых мшанок) серые, переходящие в светло-серые сахаровидные кварциты . . 33 *м*
2. Песчанистые известняки темно-серые, переслаивающиеся с темно-серыми, сильно серицитизированными рассланцованными и карбонатизированными алевролитами . . . . . 45 „
3. Задернованная часть обнажения длиной . . . . . 45 „
4. Алевролиты темно-серые, тонкорассланцованные, серицитизированные . . 45 „
   Алевролиты и известняки включают многочисленные членики криноидей, остатки мшанок (*Lioclema* sp., *Semicosçinium* sp.) и кораллов (*Alveolites* sp.).
5. Среднезернистые известковистые песчаники серые с включением члеников криноидей . . . . . 10 „
6. Алевролиты темно-серые, серицитизированные и рассланцованные . . . 8 „
7. Известковистые песчаники с прослоями и линзами известняков, с включением члеников криноидей и остатков мшанок (неопределимые) . . . 19 „
8. Известковистые песчаники темно-серые, переслаивающиеся с серыми серицитизированными рассланцованными алевролитами . . . . . 25 „

Общая мощность разреза 185 *м*.

Остатки фауны, встреченные в переходных слоях, настолько сильно перекристаллизованы, что определение их весьма затруднительно. Б. С. Соколов, Е. А. Модзалевская, В. П. Нехорошев и другие считают их или силурийскими, или же относят к началу раннего девона.

Мощность верхней подсвиты 800—900 *м*.

Общая мощность омутнинской свиты не менее 1500—1600 *м*.

В верховьях рек Уркан и Бол. Невер толща кварцитов и кварцитовидных песчаников силура (1500 *м*) в 1939 г. выделялась Е. Я. Шапошниковым. Он впервые отметил их несогласное залегание на толще сланцев и зеленокаменных пород условного протерозоя.

Восточнее отложения кварцитов и песчаников омутнинской свиты встречены Л. Л. Прозаркевич и И. Н. Пино в делювиально-элювиальных россыпях бассейна правых притоков р. Джалинды.

По-видимому, аналогами омутнинской свиты в Зее-Селемджинском междуречье являются широко распространенные толщи песчаников и сланцев рек Зеи, Мамына и Норы. По р. Зее, ниже г. Зеи, по А. З. Лазареву, они известны в обнажениях правого берега р. Зеи (на протяжении 2 *км*) против пос. Верхне-Николаевка и ниже пос. Кухтерина Луга (Катерина Луга). Обнажаются серые и черные известково-глинистые сланцы, слои которых наклонены вниз по течению реки под углом 40° и более. В сланцах встречаются прослои, содержащие многочисленные отпечатки раковин брахиопод. В. Н. Крестовниковым отсюда были определены *Tuvaella* cf. *gigantea* B. T c h e r n., *Camarotoechia* (?) cf. *nympha* var., *bairimica* B. T c h e r n. и *Tannuspirifer* cf. *pedaschenkoi* (B. T c h e r n.) — формы, известные из отложений силура Монголии и Тувы. Ниже по течению (вверх по разрезу) серые и черные сланцы сменяются сланцами вишневого цвета, которые перемежаются с зелеными кремнистыми песчаниками.

http://jurassic.ru/

Ниже пос. Кухтерина Луга А. З. Лазаревым описан ряд обнажений, протягивающихся с перерывами вниз по течению на расстоянии 10 *км*. Здесь силурийские образования представлены в значительной степени метаморфизованными, иногда окварцованными песчаниками, сланцами, метаморфизованными известняками и зеленокаменными породами. В основании толщи залегает горизонт серо-зеленых песчаников, представляющих дресву подстилающего гранодиорита. Выше по разрезу наблюдаются серые песчаники с отдельными гальками порфирита, гранита и роговика, переходящие выше в прослои конгломерата. Разрез завершается вишнево-красными и зеленоватыми сланцами и песчанистыми сланцами с брахиоподами из рода *Lingula*. Слои сланцев однообразно наклонены на юг под углом 50—65°.

По р. Зее, ниже устья р. Ту и ниже пос. Горное Калашниково, в зеленовато-серых ороговикованных породах с прослоями сланцев А. Ф. Майбородой в 1956 г. были обнаружены остатки силурийских брахиопод *Lingula* sp., *Lingula sisovae* B. Tchern. и *Lingula* sp. nov. (определения В. Ю. Горянского).

В 1962 г. В. В. Шихановым на основании сходства литологического состава пород к силурийским отложениям (омутнинской свите) условно отнесена толща кварцитов и кварцитовидных песчаников мощностью около 300 *м*, развитая в бассейне р. Деп. Разрез их следующий (снизу):

1.	Конгломерат с кварцевым цементом. Гальки хорошо окатаны, размером до 12 *см* в диаметре, кварцевого и кремнистого состава	1,9 *м*
2.	Дресва раздробленных кварцитов	0,1 „
3.	Кварциты кремово-желтые, крупнозернистые до конгломератовидных, с редкой слабо окатанной галькой кварца и темных кремнистых пород. Выше по разрезу кварциты голубовато-белые мелко- и среднезернистые с пустотами выщелачивания, в которых встречаются кристаллы кварца размером до 5 *мм*	68 „
4.	Кварциты светло-серые, разнозернистые, сливные с редкой галькой кварца и темных кремнистых пород размером до 1—3 *мм* в диаметре	182 „
5.	Кварциты светло-серые, мелкозернистые, плотные с редкими зеленовато-серыми линзочками (0,8*см*×3 *мм*) глинистого материала, участками грязно-бурые	4 „
6.	Песчаники кварцитовидные, светло-зеленые, мелкозернистые	0,3 „
7.	Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые с плитчатой отдельностью, слоистые. Слоистость обусловлена чередованием различных по интенсивности окраски тонких прослоев	0,7 „
8.	Песчаники кварцитовидные, светло-зеленые, плотные, переслаивающиеся с песчаниками зеленовато-серыми слоистыми. Мощность прослоев колеблется от 1 до 10 *м*	43 „

Общая мощность разреза 200 *м*.

В 1939 г. к отложениям этого же времени в районе р. Деп (по кл. Зубаревскому) В. А. Федорцевым условно относились метаморфизованные зеленовато-серые листоватые сланцы.

Силурийские отложения в долине р. Норы изучались В. В. Онихимовским (1941); А. З. Лазаревым (1948), М. С. Нагибиной (1951), Е. А. Модзалевской (1951), П. А. Сушковым (1956) и др. Отложения занимают значительные площади по правому и левому берегам реки и представлены здесь толщей переслаивающихся между собой зеленовато-серых, розоватых и фиолетово-серых аркозовых (иногда кварцитовидных) песчаников и песчанистых, глинистых и кремнистых сланцев с подчиненными им прослоями туфов, туфопесчаников и покровов диабазовых порфиритов. М. С. Нагибина (1954) приводит схематизированный стратиграфический разрез силурийских отложений бассейна р. Норы.

Общая мощность разреза составляет примерно 4000 *м*.

Базальных горизонтов силурийских отложений наблюдать не удалось.

http://jurassic.ru/

По данным В. В. Онихимовского, силурийские образования, выходящие в нижнем течении р. Норы, несогласно залегают на филлитовидных сланцах протерозоя. Нижние горизонты силура, по его мнению, слагаются рассланцованными сильно измененными порфиритами и их туфами, переслаивающимися с аркозовыми и кварцевыми песчаниками, имеющими иногда примесь туфогенного материала. Силурийские отложения, как правило, собраны в складки северо-западного простирания, дислоцированы и прорваны интрузиями габбро, габбро-диабазов и гранитоидов.

Органические остатки в бассейне р. Норы (обрыв сопки Острая и ближайшие к ней обнажения) содержатся лишь в верхних горизон-

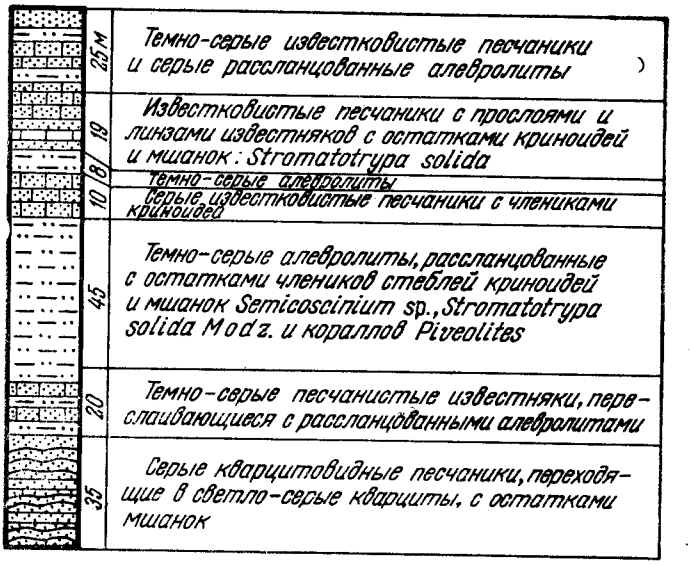


Рис. 16. Верхние горизонты омутнинской свиты—нижние горизонты большеневерской свиты. Река Мал. Ольдой (по Е. А. Модзалевской, 1952)

тах силурийских отложений. Среди них были найдены остатки фауны: *Hallopora elegantula* (Hall), *Lingula* ex gr. *minima* Sow., *L.* cf. *djirgalantensis* B. Tchern., *L.* cf. *sisovae* B. Tchern., Orbiculoidea sp., *Tuvaella* (?) sp., *Nalivkinia* aff. *sibirica* Bubl., *Atrypa reticularis L.* и др. Комплекс органических остатков по своему составу наиболее близок к фауне силура Тувы и Монголии.

Над песчано-сланцевой толщей, содержащей указанные органические остатки, трансгрессивно и несогласно залегают мелкогалечные кварцевые конгломераты. Последние, по мнению М. С. Нагибиной (1954), относятся к девону.

В аналогичных породах, развитых на правобережье р. Мамына, ниже устья р. Сохатихи, в зеленовато-серых и фиолетово-серых песчаниках в 1950 г. М. С. Нагибиной и в 1956 г. Д. А. Кириковым собраны органические остатки: *Tuvaella račkovskii* B. Tchern., *T.* cf. *gigantea* B. Tchern., *Spirifer* (?) sp., *Tannuspirifer pedaschenkoi* (B. Tchern.), *Leptostrophia* sp. монголо-тувинского типа, указывающие, по определению В. Н. Крестовникова, на среднюю часть силура (венлок).

Иной состав органических остатков был собран в 1932 г. Ф. А. Макаренко (1938) в обнажениях, расположенных между средним течением р. Норы и истоками р. Мамына. Здесь им установлен следующий разрез (снизу):

1. Аркозы светлые, состоящие из слабо окатанного материала гранитной дресвы, и мелкогалечные аркозовые конгломераты с обломками черных филлитов и кварцево-слюдистых сланцев . . . . . 350 *м*

http://jurassic.ru/

2. Песчаники граувакковые с глинистым хлорито-серицитовым цементом 35—40 *м*
3. Сланцы глинистые и хлорито-серицитовые, содержащие фауну . . . 35—40 „

Среди остатков брахиопод, найденных в верхнем горизонте разреза, Д. В. Наливкиным определены следующие формы: *Strophomena* aff. *grandis* Sow., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Dalmanella* (?) *vespertilio* Sow., *D. testudinaria* (Dalm.), *Eospirifer* ex gr. *plicatellus* (Dalm.), *Atrypa reticularis* L., *A.* sp.

В этом комплексе фауны (данные Д. В. Наливкина), помимо заведомо силурийских форм — *Eospirifer* ex gr. *plicatellus* (Dalm.), *Atrypa reticularia* L., *Atrypa* sp. и др., встречены остатки брахиопод, известных и в ордовике (карадоке) *Dalmanella* (?) *vespertilio* Sow.

Однако несмотря на присутствие преимущественно силурийских форм всю описанную выше толщу пород Ф. А. Макаренко (1938, стр. 239) отнес не к силуру, а к образованиям ордовика. При пересмотре указанного выше комплекса брахиопод выяснилось, что вид *Dalmanella* (?) *vespertilio* Sow. может встречаться не только в ордовике, но и в раннем силуре (лландовери).

Условно к омутнинской свите в 1962 г. В. В. Шихановым отнесена толща, распространенная в нижнем течении р. Нинни, в 2 *км* выше устья руч. Лалдыт-Кана, в небольшом тектоническом блоке площадью около квадратного километра. Эта толща представлена кварцитами, содержащими маломощные прослои кварцитовидных песчаников, серицит-глинистых сланцев, алевролитов и линз конгломератов мощностью около 500 *м*.

Возможно, к силуру относятся толщи (норская и бородинская), развитые в долине р. Норы между пос. Октябрьским и сопкой Острой, в районе Сорокаверстной протоки. Эти толщи (выделенные в 1955 г. П. А. Сушковым), представленные песчаниками, туфопесчаниками, песчано-глинистыми сланцами, туфоконгломератами и конгломератами, ранее В. В. Онихимовским объединялись в селемджинскую толщу, относимую к силуру *.

Предположительно к образованиям силурийского возраста в 1940 г. В. Г. Дитмаром, а затем К. Ф. Прудниковым и А. И. Юдиным отнесена песчано-глинистая толща, развитая по р. Гарь ниже устья р. Джелтулак. Представлена она преимущественно аркозовыми песчаниками, переслаивающимися с песчано-глинистыми сланцами, в значительной степени метаморфизованными и окварцованными.

В указанной толще, по р. Гарь, ниже устья р. Джелтулак, в 1962 г. Г. Р. Шишкиной и В. Ф. Зубковым обнаружен характерный комплекс остатков брахиопод, среди которых *Tuvaella račkovskii* B. Tchern., *Stegerhynchus decemplicatus* var. *angačiensis* B. Tchern., *Camarotoechia nucula* var. *tuvaensis* B. Tchern. и *Eospirifer plicatellus* (Sow.) широко известны в силуре Тувы.

Осталось неподтвержденным присутствие силура в районе Акшима-Ниманского водораздела (А. А. Кириллов, М. Г. Золотов и др.), где среди песчано-глинистых и филлитовидных сланцев, несогласно залегающих на складчатом гнейсовом основании, были обнаружены органические остатки, по предварительным данным относящиеся к силуру — низам девона.

На довольно значительном протяжении «Охотской» ветви Монголо-Охотской складчатой области от р. Норы до западного побережья Охотского моря силурийские отложения пока не обнаружены, хотя наличие их среди широко развитых здесь кембрийских и девонских отложений вполне вероятно.

* Ордовик и собственно силур.

http://jurassic.ru/

В Западном Приохотье силурийские отложения протягиваются прерывистой полосой северо-восточного направления (в Аянском районе) по правобережью р. Лантарь и ее левобережному притоку — р. Улуйкану и в нижнем течении р. Алдомы. Они были впервые описаны в 1937 г. К. В. Антоновым, обнаружившим здесь остатки кораллов и брахиопод. Более полно изучил силурийские отложения в 1960—1962 гг. В. И. Гольденберг. По его данным, нижняя часть разреза условно относится к ордовику (килькинская и нячинская свиты), а верхняя (лантарская свита) к силуру; килькинская свита, по мнению Г. Г. Кайгородцева, выделившего ее в 1946 г., составляет часть силурийской системы.

Килькинская свита, слагающая береговые обрывы между мысами Нельканский и Толкучий и северо-восточного побережья Аянского полуострова, имеет следующий обобщенный разрез (снизу):

1. Аргиллиты известковистые, светло-серые, ярко-зеленые и фиолетовые с прослоями известняков свыше . . . . . 800 *м*
2. Аргиллиты и алевролиты, переслаивающиеся с кварцитовидными песчаниками . . . . . 200 „
3. Известняки песчано-глинистые с прослоями сланцеватых аргиллитов . . 400 „
4. Аргиллиты и алевролиты яркой (зеленой и лиловой) окраски, переслаивающиеся с мощными пачками черных углисто-глинистых сланцев . . . 800 „

Общая мощность свиты превышает 2200 *м*.

Наиболее полный разрез нячинской свиты, согласно залегающей на килькинской, наблюдался в береговых обнажениях Нячинского залива (снизу):

1. Известняки темно-серые, битуминозные . . . . . 800—900 *м*
2. Доломиты и доломитистые известняки, переслаивающиеся (через 0,5—10 *м*) с известняками . . . . . 80—100 „
3. Известняки глинистые темно-серые . . . . . 150—200 „
4. Доломиты массивные и тонкослоистые . . . . . 100 „
5. Алевролиты серые и светло-серые . . . . . 30—40 „
6. Переслаивающиеся с известняком . . . . . 150 „
7. Известняки с прослоями доломитов, часто битуминозные . . . . . 630 „

Суммарная мощность нячинской свиты превышает 2000 *м*.

Ни в килькинской, ни в нячинской свите фауны не найдено.

Залегающая выше *лантарская свита,* выходящая в низовьях р. Лантарь, по данным В. И. Гольденберга, с угловым несогласием и размывом перекрывает килькинскую и нячинскую свиты. В скалах на левом берегу р. Лантарь близ устья р. Улуйкан наблюдался следующий разрез (снизу):

1. Гравелиты с прослоями песчаников и конгломератов . . . . . 30 *м*
2. Конгломерато-брекчия, состоящая из гальки и глыб известковистых аргиллитов размером от 1 *см* до 1 *м* . . . . . 3 „
3. Песчаники с колониями кораллов *Mesofavosites* sp. nov. (определение В. Ф. Барановой) . . . . . 16 „
4. Известняки глинистые с прослоями гравелитов и песчаников, содержащих остатки фауны *Pseudamplexus* sp. (определение М. М. Смеловской). Песчаники содержат остатки кораллов *Pseudamplexus* sp. (сборы В. И. Гольденберга, 1961 г.; определение М. М. Смеловской) . . . . . 15 „
5. Известняки зеленовато-серые и серые, песчано-глинистые и известковистые алевролиты. К этой пачке относятся сборы фауны К. В. Антонова (1937), среди которой Н. Е. Чернышевой и Э. З. Бульванкер определены следующие формы: *Stropheodonta* aff. *subinterstrialis* Koz l., *Pentamerus oblongus* Sow., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* Sow., *Schuchertella* (?) sp., *Camarotoechia* sp., *Parmorthis* sp., *Strophomena* sp., *Atrypa* sp., *Orthis* sp., *Entelophyllum* sp. nov., *Rhegmophyllum slitense* Wdkd., *Rh.* Bulw. sp. nov., *Kyphophyllum* sp., *Favosites gothlandicus* Lam., *F. forbesi M.* Edw. et H., *Palaeofavosites asper* Orb.

В 1958—1959 гг. по коллекции Е. П. Турченевой, собравшей органические остатки из средней части описываемой пачки, этот список было пополнен Н. В. Литвинович, определившей *Parmorthis crassa*

http://jurassic.ru/

(Lind.), *P.* cf. *elegantula* (Dalm.), *Coelospira* sp., близкая к *Coelospira duboisi* (Vern.).

Более полный разрез лантарской свиты описал В. И. Гольденберг на левом берегу р. Лантарь (в 1 *км* ниже устья р. Улуйкан). Здесь обнажаются (снизу):

1. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые с колониями кораллов *Mesofavosites* sp. nov. (№ 1 и № 2) . . . . . 15 *м*
2. Известняки желтовато-серые, глинисто-алевритистые и известковистые песчаники, в верхней части с прослоями известняка . . . . . 150 „
   В основании пачки содержатся остатки кораллов *Zelophyllum* ex gr. *höglinti* Wdkd., *Tryplasma* sp. *Spongophyllum* sp. Из средней части пачки собраны раковины брахиопод *Brachyprion subinterstrialis* var. *seretensis* Kozl., *Parmorthis crassa* (Lind.) (определения Н. В. Литвинович). В самых верхах отмечаются остатки кораллов *Spongophylloides perfecta* (Wdkd.), *Tryplasma hedrströmi* var. *attenuata* (Wdkd.), *T.* aff. *subhedströmi* (Bulv.), *Propora tabulata* (Lonsd.), *Favosites* sp., *Palaeofavosites* sp. (определения М. М. Смеловской и Т. Т. Шарковой).
3. Известняки серовато-коричневые, сильно глинистые, переходящие в известковистые аргиллиты . . . . . 30 „
   В верхах содержатся остатки брахиопод *Gypidula* cf. *galeata* (Dalm.), *Brachyprion subinterstrialis* Kozl., *Parmorthis* cf. *elegantula* (Dalm.) (определения Н. В. Литвинович).
4. Аргиллиты серовато-коричневые, известковистые с редкими прослоями серых известняков и известковистых песчаников. В средней части содержатся остатки брахиопод *Stropheodonta* cf. *costatula* (Barr.), *Atrypa reticularis* L., *Lingula* sp., *Heliolites* ex gr. *interstinctus* (Linn.) (определения Н. В. Литвинович).

Самые верхние горизонты лантарской свиты, представленные известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками, в коренном залегании прослеживаются на левом берегу р. Улуйкан, где ими сложено ядро пологой синклинальной складки.

Общая мощность лантарской свиты 500—600 *м*.

К северо-западу в пределах юго-восточной окраины Сибирской платформы силурийские отложения установлены В. И. Серпуховым и А. С. Потэбня в районе верхнего течения р. Маи. В 1939 г. они отмечены Н. И. Зайцевым в бассейнах рек Бол. Малтани, Нальды (правых притоков р. Герби), по р. Лови, а также в бассейнах правых притоков р. Юдомы (реки Орви, Кеаган и др.). В том и другом случае силур перекрывает нижне- и среднекембрийские образования. Силур наиболее полно представлен и фаунистически охарактеризован в бассейне р. Герби.

По В. Н. Махееву, силурийские отложения слагают свиту, разрез которой следующий (снизу):

1. Конгломераты базальные с галькой нижележащих пород (известняков).
2. Известняки темно-серые или черные, плотные, песчанистые, переходящие выше в более рассланцованные и песчанистые разности.

Мощность отложений колеблется в пределах 150—300 *м*.

В верховьях р. Малтани и кл. Нальды и по р. Бол. Бырандекиту в известняках собраны остатки кораллов. По заключению Б. С. Соколова, большинство встреченных форм характеризует отложения как венлок — лудлов, хотя некоторые из них (например, представители рода *Syringopora)* встречаются также в нижнем девоне. Фауна по своему характеру близка к представителям ее из формации Ниагара Сев. Америки.

Остатки брахиопод рода *Camarotoechia* (близкие по типу к *Camarotoechia praegnous* Barr. и *Retzia* sp.) (определение М. Э. Янишевского) известны в нижних горизонтах свиты бассейна р. Иоткан.

http://jurassic.ru/

В северной и северо-восточной частях Сибирской платформы силурийский эпиконтинентальный бассейн сменил длительно до него существовавший ордовикский бассейн. Другая картина наблюдается в юго-восточной части платформы в окраинной части Юдомо-Майского прогиба. Здесь силурийские отложения трансгрессивно перекрывают нижне- и среднекембрийские отложения. Они представлены конгломератами, песчанистыми, нередко битуминозными известняками и кварцевыми песчаниками. Общая мощность силурийских отложений здесь достигает 1500 *м*.

В целом это прибрежно-морская фациально-изменчивая толща, относящаяся, согласно остаткам кораллов, ортоцератид и брахиопод, к нижней половине силура (лландоверийский и венлокский ярусы).

Послекембрийские (ордовикские) поднятия, широко проявившиеся в пределах Дальнего Востока, в силуре на большей части территории Монголо-Охотской геосинклинальной области сменились региональным прогибанием. Накопление силурийских осадков, если судить по преобладанию в них терригенного материала, должно было происходить в условиях сравнительно мелкого моря. Распределение осадков, их литологический состав и комплексы органических остатков (табл. 4) позволяют сделать предположение, что трансгрессия силурийского моря распространялась из Тувы и Монголии в западную часть Охотской ветви Монголо-Охотской геосинклинальной области. Силур северо-восточного участка Монголо-Охотской геосинклинальной области, Аянского района и прилегающих к нему областей в составе органических остатков монголо-тувинских черт не имеет. Фауна в Аянский район, по-видимому, мигриро-

Таблица 4

Распространение фауны силура монголо-тувинского типа в южной части Дальнего Востока

(Составила Е. А. Модзалевская)

Силур (венлок)	Бассейн верхнего течения Амура (Верхнее Приамурье)	Среднее течение р. Зеи	Бассейн р. Бол. Джелтулак, р. Гарь	Среднее течение р. Норы	Среднее течение р. Мамына (ниже устья р. Сохатихи)
	Кварцитовидные и аркозовые песчаники, кварциты и рассланцованные алевролиты с *Tuvaella gigantea* B. Tchern., *Dalmanella initalensis* B. Tchern., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Levenea* aff. *markovskii* B. Tchern., *Leptostrophia filosa* var. *elegestica* B. Tchern., *Stegerhynchus decemplicatus* var. *angaćiensis* B. Tchern.	Сланцы и песчаники с *Lingula sisovae* B. Tchern., *L. minima*, *Tuvaella gigantea* B. Tchern., *Comarotoechia* (?) cf. *nympha* var. *boirimicaensis* B. Tchern., *Tannuspirifer* cf. *podaschenkoi* (B. Tchern.)	Аркозовые песчаники и песчано-глинистые сланцы с *Tuvaella rackovskii* B. Tchern., *Stegerhynchus decemplicatus* var. *angaćiensis* B. Tchern., *Camarotoechia nucula* var. *tuvaensis* B. Tchern., *Eospirifer plicatellus* (Sow.)	Песчаники с *Hallopora elegantula* Hall, *Lingula* cf. *sisovae* B. Tchern., *L. minima* Sow., *L. djirgalantiensis* B. Tchern., *Orbiculoidea* sp., *Tuvaella* (?) sp., *Dalmanella initalensis* B. Tchern., *Nalivkinia* aff. *sibirica* Bubl., *Atrypa reticularis* L.	Песчаники с *Tuvaella gigantea* B. Tchern., *T. rackovskii* B. Tchern., *Tannuspirifer pedaschenkoi* (B. Tchern.), *Leptostrophia* sp.

http://jurassica.ru/

вала с северо-востока, или даже востока, так как представители кораллов, встречающихся в этом районе, близки к остаткам силурийских кораллов формации Ниагара Сев. Америки.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения представлены всеми тремя отделами и развиты по сравнению с силуром на более обширной территории Монголо-Охотской складчатой области. В их состав входят геосинклинальные терригенные, карбонатные и вулканогенные образования значительной мощности. Известны девонские терригенные осадочные толщи в Буреинском массиве и в западной части Сихотэ-Алиньской складчатой области.

Палеонтологически обоснованные отложения девона были обнаружены в отдельных районах Дальнего Востока во второй половине прошлого столетия. В 1874 г. И. А. Лопатин в бассейне р. Зеи (по р. Деп) нашел остатки девонской фауны: *Streptorhynchus crenistria* Phill., *Atrypa reticularis* L., *Cyathocrinus pinnatus* Goldf., описанные впоследствии А. А. Штукенбергом (1886). Д. В. Иванов (1897) по р. Сынчуга, в бассейне р. Урми собрал остатки стеблей криноидей и брахиопод *Spirifer medialis* Hall и *Productella,* аналогичных описанным Ф. Б. Шмидтом (1886) из девона Вост. Забайкалья (р. Газимур). В 1895—1898 гг. К. И. Богданович доказал наличие девонских отложений в районе бухты Аян (Bogdanowitsch und Diener C., 1900). В те же годы Д. И. Иванов обнаружил девонские отложения в бассейнах рек Кура и Урми. В начале текущего столетия П. В. Чурин (1910) и П. А. Казанский (1914) установили нижнедевонские известняки и сланцы с раковинами брахиопод *Spirifer* aff. *carinatus* Schnur, с редкими остатками трилобитов и криноидей в бассейнах рек Уруши и Ольдоя; известняки и мергели среднего девона с остатками *Atrypa desquamata* Sow., *A. aspera* Schloth. и *Spiriferina* по верхнему течению р. Тахтамыгды и в вершине Читкала и коралловые и строматопоровые (?) рифовые известняки по р. Ольдою.

Наиболее полно девонские отложения изучены в Верхнем Приамурье и в районе Зейско-Селемджинского междуречья (бассейн р. Деп). В других участках Хабаровского края: в бассейнах рек Урми и Кукана, в Добринском хребте и в Западном Приохотье отложения этого возраста исследованы значительно слабее. В ряде же пунктов (реки Уда, Ниман, Мельгин и др.) девон выделяется лишь на основании редких единичных находок органических остатков или же по аналогии стратиграфического положения и литолого-петрографического состава в опорных районах.

Верхнее Приамурье

В районе Верхнего Амура (Верхнее Приамурье) девонские отложения распространены в бассейнах левобережных притоков Амура (от низовьев бассейна р. Амазар до нижнего течения р. Бол. Невер). Они протягиваются сюда из Вост. Забайкалья и прослеживаются далее на восток — в бассейны рек Зеи и Селемджи.

Стратиграфическая схема среднего палеозоя верховьев Амура, предложенная в 1938 г. В. З. Скороходом, впоследствии была значительно изменена Е. А. Модзалевской (1958). Последующие геологические исследования, проведенные в Верхнем Приамурье в 1957—1962 гг., дали возможность Д. И. Горжевскому, К. С. Шашкину, С. А. Иванову, А. И. Самусину, Г. Ф. Олькину, А. И. Фрейдину и другим совместно с Е. А. Модзалевской эту схему еще более уточнить и детализировать.

К настоящему времени установлено, что силурийские отложения Верхнего Приамурья постепенно, без видимых следов перерыва, пере-

http://jurassic.ru/

ходят в нижнедевонские, выделенные здесь под названием большеневерской свиты. Появление среди толщ алевролитов этих отложений органических остатков нижнего девона позволяет судить о переходе к отложениям вышележащей толщи (рис. 16).

Большеневерская свита, развитая в бассейнах рек Амазар, Омутная, Уруша, Ольдой и в Ильтивусском хребте, сложена серыми и зеленовато-серыми серицито-хлоритовыми рассланцованными и часто карбонатизированными алевролитами и песчаниками с прослоями и линзами известняков и сланцев, туфов и туффитов (бассейн р. Омутной). Комплекс органических остатков, содержащихся в большеневерской свите, относится к нижнему девону: *Barrandeophyllum perplexum* Počta, *Lindströmia minima* Spass., *Favosites porfirievi* var. *oldoica* J. Dubat., *Pleurodictyum mongolicum* B. Tchern., *P. parvum* J. Dubat., *Fistulipora magna* Modz., *Eridotrypa mira* Modz., *Lioclema subramosum* Ulr. et Bassl., *L. florea* Modz., *Stromatotrypa solida* Modz., *Rhipidomella assimilis* (Hall), *R. musculosa* (Hall), *Leptostrophia magnifica* (Hall), *Rhitistrophia beckii* (Hall), *Eatonia sinuata* Hall, ?*Plethorhyncha speciosa* var. *ramsayi* (Hall), *Delthyris perlamellosus* (Hall), *Eospirifer macropleurus* (Conr.), *Proetus crassimarginatus* H. et C., *Phacops logani asiaticus* Z. Max., *Ph. pipa* Hall et C., *Dechenellurus granifer* Z. Max., *Odontochile* aff. *ulrichi* Delo, *Kuzbassocrinus decemlobatus* Yelt., *Decacrinus orientalis* Yelt., *D.* aff. *pennatus* Yelt. (определения Н. Я. Спасского, Ю. А. Дубатоловой, Е. А. Модзалевской, В. П. Нехорошева, З. А. Максимовой, Р. С. Елтышевой).

В нижней части свиты преобладают алевролиты с прослоями песчанистых известняков; в верхней части — песчаники, переслаивающиеся с рассланцованными серицитизированными алевролитами.

По р. Уруше в 7 *км* выше устья р. Халан в серых серицитизированных и хлоритизированных рассланцованных алевролитах, переслаивающихся с серыми известковистыми песчаниками, встречены остатки фауны, среди которых отмечаются многочисленные раковины ? *Plethorhyncha speciosa* var. *ramsayi* (Hall), *Spirifer* ? aff. *concinnus* Hall, членики стеблей криноидей и трилобиты *Phacops* cf. *logani* Hall и *Phacops* sp. (падение ЮВ 164° ∠84°). Ниже по течению (через 50 *м*), в слоях известковистого песчаника появляются колонии ветвистых мшанок *Eridotrypa mira* var. *multipora* Modz., *E. consueta* Modz., *Lioclema arborea* Modz., sp. nov. Видимая мощность около 65 *м*.

В 300 *м* вниз по течению вскрываются залегающие выше слои, представленные темно-серыми мелкозернистыми, плотными известковистыми песчаниками с многочисленными скелетами мшанок отряда Cryptostomata и мелких члеников стеблей криноидей. Видимая мощность около 52 *м*.

Еще ниже по течению (в 250 *м*) наблюдаются темно-серые сильно рассланцованные алевролиты с шелковистым блеском на плоскостях напластования, залегающие на упомянутых выше известковистых песчаниках (падение ЮВ 164° ∠82°). Видимая мощность 25 *м*.

На расстоянии 150 *м* вновь отмечаются выходы темно-серых известковистых песчаников, занимающих еще более высокое стратиграфическое положение (падение ЮВ 164° ∠82°). В песчаниках встречаются колонии Favositidae, по мнению Б. С. Соколова, уже близких к представителям рода *Favosites* эйфельского яруса среднего девона. Следов перерыва между описанными слоями и слоями, включающими органические остатки эйфельского яруса, не обнаружено.

Характерный комплекс остатков фауны, известный в отложениях нижнего девона (кобленцский ярус) Монголии, Казахстана и синхроничных отложениях Сев. Америки, встречен Е. А. Модзалевской по

http://jurassic.ru/

р. Уруше, ниже пади Нижние Хоймичи в толще темно-серых известковистых сланцев и окремненных песчанистых известняков. В состав его вошли остатки различных групп организмов: кораллов — табулят — *Pleurodictyum mongolicum* B. Tchern., *P.* (?) *parvum* J. Dubat., *P.* (?) *uruschense* J. Dubat., *P.* (?) *obliquitabulatum* J Dubat., ругоз — *Barrandeophyllum perplexum* Počta, *Lindströmia minima* Spass.; мшанок — *Semicoscinium* sp., *Eridotrypa mira* Modz., *Lioclema florea* Modz.; брахиопод — ? *Plethoryncha speciosa* var. *ramsayi* (Hall) (многочисленных представителей), *Paraspirifer* ex gr. *cultrijugatus* (Roem.), *Sp.*? aff. *intermedium* Hall, *Sp.*? aff. *concinnus* Hall, *Sp.*? aff. *rousseau* Raualt., *Sp.*? sp.; гастропод — *Harmotoma* sp. и *Loxonema* sp.; трилобитов — *Phacops* cf. *logani* var. *asiaticus* Z. Max., *Ph.* sp., *Proetus crassimarginatus* Hall; криноидей — *Kuzbassocrinus decemlobatus* Yelt., *Decacrinus orientalis* Yelt. и др. Общая мощность сланцев и песчанистых известняков, включающих указанные органические остатки, около 50 *м*.

Помимо песчаников и темно-серых и серых хлорито-серицитовых рассланцованных алевролитов и алевропелитов, филлитизированных и глинистых сланцев и известняков, в составе нижней части большеневерской свиты (по р. Омутной) наблюдаются пачки рассланцованных серицитизированных и карбонатизированных туффитов и туфов альбитизированного порфирита мощностью не менее 150 *м*.

Породы большеневерской свиты западной части Верхнего Приамурья охарактеризованы остатками фауны лишь в бассейне р. Омутной. Здесь среди темно-серых рассланцованных алевролитов и глинистых сланцев в береговых обрывах обнаружены *Semicoscinium* sp., *Hemitrypa* sp., *Lioclema subramosum* Ulr. et Bassl., *Batostomella* aff. *interporosa* Ulr. et Bassl., *Fistulipora magna* Modz., *Eospirifer macropleurus* (Conr.), *Spirifer* ? aff. *cyclopterus* Hall, Sp. sp., *Leptaena* ? *rhomboidalis* Wilck., *Decacrinus orientalis* Yelt., *D.* aff. *pennatus* Yelt., *Cyclocyclicus omutnensis* Yelt. и др. формы.

На востоке района, к северу от р. Бол. Невер, у подножия Ильтивусского хребта (Лучицкий, 1950) однообразная толща большеневерской свиты, состоящая из серых глинистых сланцев, переслаивающихся с полимиктовыми песчаниками и прослоями известняков, включает остатки фауны кобленцского времени. Верхняя часть разреза характеризуется *Strophonella* cf. *pianuscula* Khalf., *Chonetes sarcinulata* Schloth., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Spirifer* ? cf. *paucicostatus* Khaft., *Phacops* cf. *fecundus* Barr., *Dalmanites* sp. и *Pleurodictyum* sp.; нижняя — *Schuchertella* cf. *woolworthana* Hall, *Leptaena* ? *rhomboidalis* Wilck., *Strophomena* cf. *sedgwicki* Arch. et Vern., *Acrospirifer* ex gr. *primaevus* Stein., *A.* ex gr. *histericus* Schloth., *A.* sp.

Общая мощность большеневерской свиты 800—1400 *м*.

На отложениях большеневерской свиты, в Верхнем Приамурье, без видимых следов перерыва залегают слои *имачинской свиты*. Отличительной чертой имачинской свиты является значительное развитие коралловых и мшанковых известняков, залегающих в виде мощных пластов и линз между прослоями рассланцованных серицитизированных и хлоритизированных алевролитов.

Свита подразделяется на две части, или на две подсвиты *. В нижней части свиты (нижней подсвите) преобладают слои органогенных известняков с массовыми скоплениями остатков кораллов табулят и ругоз, крупных древовидных колоний мшанок отряда Cyclostomata (2—5 *см* и более в диаметре) и крупных и мелких члеников стеблей

* Эти части имачинской свиты ранее выделялись под названием криноидно-кораллово-мшанкового и криноидно-мшанкового горизонтов.

http://jurassic.ru/

криноидей. Серые известковистые сланцы и серицитизированные и хлоритизированные рассланцованные алевролиты играют второстепенную роль. В верхней части свиты (верхней подсвите) наибольшее значение приобретают серые известковистые сланцы и рассланцованные алевролиты. Из органических остатков на первом месте стоят крупные колонии древовидных мшанок отряда Cyclostomata и криноидей. Колонии кораллов обычно отсутствуют. Слои верхней подсвиты постепенно, без видимого перерыва, переходят в отложения вышележащей ольдойской свиты, в низах которой распространены своеобразные виды кораллов из рода *Rachopora* Sok.

Комплекс остатков фауны в имачинской свите следующий: *Zaphrentis* aff. *phrygia* Raf. et Cliff., *Pseudomicroplasma imatchensis* Spass., *Stenophyllum spinulosum* Soshk., *Lithophyllum corneolum* Wdkd., *Favosites halanensis* J. Dubat., *Squameofavosites mixtus* J. Dubat., Sq. *crassimuralis* J. Dubat., *Syringopora caespitosa* Gold., *Fistulipora* sp., *Reteporina* ex gr. *gigantea* Nekh., *Polypora* aff. *losikha* Nekh., *Semicoscinium* ex gr. *striatum* Nekh., *Fimbrispirifer* aff. *divaricatus* (Hall), *Delthyris missouriensis* Tansey, *Phacops pipa* H. et C., *Odontochile kailensis* Z. Max., *Reedops cephalotes* Havle et Corda, *Calymene* sp., *Pentagonocyclicus vastus* Yelt., *Pc. imatschensis* Yelt. et J. Dubat., *Kuzbassocrinus binidigitatus* Yelt., *Anthinocrinus floreus* Yelt., *A. raricostatus* Yelt.

Среди новых специфических форм, свойственных лишь данному региону, встречаются органические остатки, известные в формации онондага Сев. Америки, а также в среднем девоне Северо-Восточной Монголии, Алтая и Кузнецкого бассейна.

Мощность имачинской свиты 900—1200 *м*.

Имачинская свита широко распространена на территории всего Верхнего Приамурья. Она наиболее типична в его центральном и северо-восточном участках, где играет значительную роль в разрезе среднего палеозоя.

Наиболее полный разрез (рис. 17) имачинской свиты прослеживается по правому берегу р. Ольдой, ниже р. Бол. Сивагли, где она обнажается на протяжении более чем 2 *км*. Выше по течению обнажается более высокая часть свиты. Она представлена пачкой (250 *м*) переслаивающихся темно-серых плотных известняков и алевролитов с многочисленными остатками колоний крупных древовидных мшанок отряда Cyclostomata, кораллов Favositidae и крупных и мелких стеблей криноидей.

По правому берегу р. Уруши, ниже устья р. Мал. Халан, на нижней части имачинской свиты, включающей колонии Favositidae, крупных мшанок сем. Fistuloporidae и стеблей криноидей (*Pentagonocyclicus orientalis* Yelt. и *Pc. vastus* Yelt. et J. Dubat.), лежат отложения верхней части свиты, в которой постепенно исчезают кораллы (Favositidae) и остаются лишь криноидеи и мшанки (Fistuliporidae). Выше по разрезу колонии табулят, близкие к Thamnoporidae из рода *Rhachopora*, вновь появляются лишь в толще вышележащей ольдойской свиты живетского яруса. Видимая мощность разреза более 235 *м*.

Среди пород, слагающих *ольдойскую свиту*, преобладают темно-серые, обычно песчанистые известняки и серые и темно-серые алевролиты, серицитизированные, карбонатизированные, обычно рассланцованные. Среди известняков и алевролитов встречаются прослои и линзы ракушняков, состоящих преимущественно из остатков брахиопод (Strophomenidae, Spiriferidae и Atrypidae).

Ольдойская свита органическими остатками очень богата. В их составе первое место занимают брахиоподы *Stropheodonta callawayen-*

http://jurassic.ru/

sis Swall., *Protoleptostrophia perplana* (Conr.), *Schuchertella arctostriata* (Hall), *Chonetes coronatus* (Conr.), *Productella* (?) *halli* Modz., *Waagenoconcha nechoroschewi* Nal., *Camarotoechia sappho* (Hall), *Spinatrypa spinosa* (Hall), *Mucrospirifer mucronatus* (Conr.), *M. angustus* (Hall), *M. thedfordensis* Schim., et Gr., *Spinocyrtia martianofi* (Stuck.), *Sp. euryteines* (Owen,) *Sp. granulosa* (Conr.), *Eurypirifer cheehiel* (Kon.), *Syringothyris occidentalis* (Swall.), *Athyris spiriferoides* Eaton, *Elytha fimbriata* (Conr.) и многие др. Среди прочих групп фауны наиболее характерны остатки *Thamnopora* (?) *originalis* J. Dubat., *Rhachopora modzalevskajae* Sok., *Fistulipora* aff. *subsphaerica* Jang, *Fenestella vera* Ulr., *Semicoscinium bugusunicum* Nekh., *Polypora* ex gr. *losikha* Nekh., *Acanthopyge* aff. *haueri* (Barr.), *Phacops rana var milleri* Stew., *Ph. guranensis* Z. Max., *Dechenella* (?) *bejensis* Z. Max., *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat., *H. biconcavus* Yelt. et J. Dubat., *H. modzalevskajae* Yelt., *Entrochus dentatus* Quen., *Pentagonocyclicus firmus* Yelt. Большая часть остатков указанных видов является характерной для формации Гамильтон Сев. Америки; меньшая — типична для отложений верхнеживетского яруса (бейской свиты) Сибири (Кузнецкий бассейн).

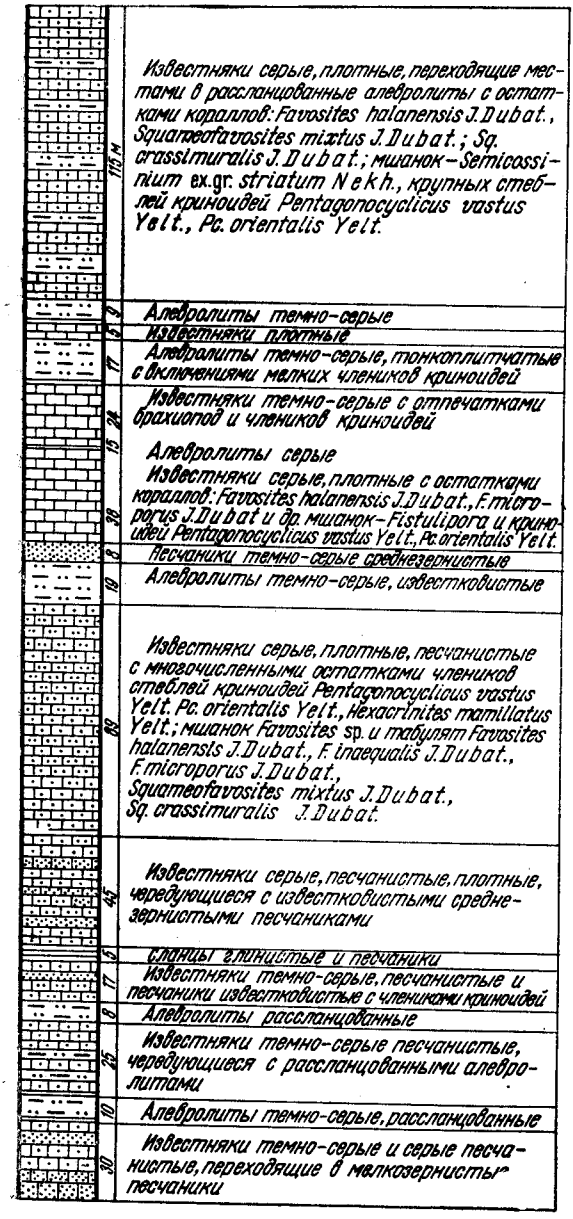


Рис. 17. Имачинская свита, правый берег р. Ольдой, ниже р. Бол. Сивагли (по Е. А. Модзалевской)

В верхней части разреза ольдойской свиты совместно с остатками представителей формации Гамильтон появляются раковины рода *Cyrtospirifer* (*C. achmet* Nal.). Появление *C. achmet* Nal. совместно с остатками представителей формации Гамильтон известно и в майских слоях северо-восточного Казахстана. Наличие остатков позднедевонского рода *Cyrtospirifer* в верхней части разреза ольдойской свиты дает основание эту часть свиты относить к низам верхнего девона (рис. 18).

https://jurassic.ru/

Наиболее полный разрез ольдойской свиты (по данным Е. А. Модзалевской) прослеживается по левому берегу р. Ольдой в районе Медвежьих Сопок, представляющих собой антиклинальную складку, ядро которой слагается породами ольдойской свиты, а крылья вышележащей — тепловской. Видимая мощность ольдойской свиты небольшая. В бассейне р. Амазар она составляет 180—200 *м*, восточнее увеличивается, и в долине р. Омутной уже достигает 600—700 *м*.

Образования верхнего девона представлены *тепловской свитой*. В восточной части района она согласно залегает на отложениях среднего девона, на западе нижние горизонты свиты, по-видимому, отсутствуют и возможен местный перерыв в осадконакоплении, частично совпадающий с франским временем.

Преобладающими породами тепловской свиты являются серые серицитизированные и нередко рассланцованные алевролиты с прослоями мелкозернистого серого песчаника. В верхней части свиты песчаники серые и желтовато-серые, нередко слюдистые с прослоями серых серицитизированных и рассланцованных, тонкополосчатых алевролитов и алевропелитов.

В составе органических остатков тепловской свиты наблюдаются мшанки, брахиоподы и криноидеи франского и фаменского ярусов.

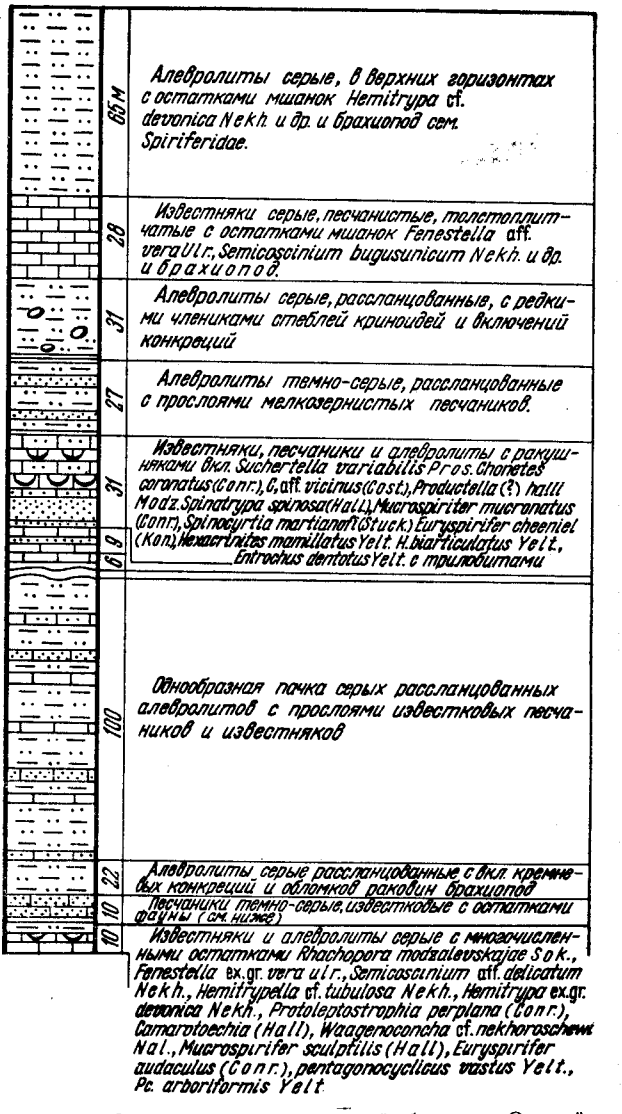


Рис. 18. Ольдойская свита, левый берег р. Ольдой, район Медвежьих Сопок (по Е. А. Модзалевской)

Общий комплекс остатков фауны нижней части свиты следующий: *Lioclema* sp., *Fenestella* ex gr. *quadrulla* Nekh., *Semicoscinium* sp., *Stropheodonta boonensis* Swall., *St.* aff. *callawayensis* Swall., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Productella* sp., *Waagenoconcha speciosa* (Hall), *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* (Murch.), *Elytha fimbriata* (Hall), *Bellerophon* aff. *pelops* Hall.

Общий комплекс органических остатков верхней части свиты следующий: *Batostomella amazarensis* Modz., *Lioclema* sp., *Fenestella* sp.,

http://jurassic.ru/

Semicoscinium sp., *Intropora* sp., *Nikiforovella amasarica* Nekh., *Nervostrophia nervosa* (Hall), *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Chonetes oaklandensis C.* et Sw., *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* (Murch.), *C.* ex gr. *disjunctus* (Sow.), *C.* aff. *lebedianicus* Nal., *C.* aff. *semisbugensis* var. *spheroidea* Nal., *Mucrospirifer mesastrialis* (Hall).

Приведенные комплексы остатков фауны очень близки к таковым из формаций Тьюли, Портедж, Снидеркрик и Чемунг Сев. Америки, но также включают остатки некоторых форм, известных в верхнем девоне северо-восточного Казахстана.

В бассейне р. Ольдой вверх по разрезу наблюдается постепенная смена слоев ольдойской свиты среднего девона посчано-сланцевой толщей пород тепловской свиты. В отложениях тепловской свиты, развитой по р. Амазар (на западе района), слоев с остатками фауны франского яруса не обнаружено. Наиболее низкие горизонты свиты, среди которых встречались прослои песчаника с ясно выраженными волноприбойными знаками, остатков фауны не содержали, поэтому невольно возникал вопрос о присутствии здесь местного стратиграфического перерыва. Наличие толщи алевролитов с остатками фауны верхнего девона, включающей представителей рода *Atrypa*, опровергло мнение о существовании перерыва. Остатки представителей *Atrypa* в отложениях моложе франского яруса, как правило, не встречаются. Следовательно, в составе тепловской свиты бассейна р. Амазар присутствуют не только образования фаменского яруса, но и франского, как и в других районах верховьев Амура.

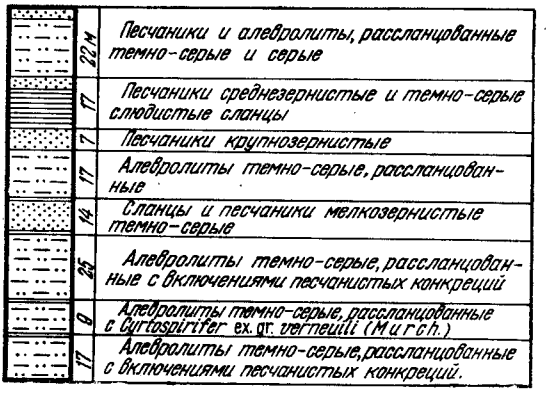


Рис. 19. Тепловская свита, правый берег р. Амазар, 4 *км* ниже устья р. Утени (по Е. А. Модзалевской, 1953)

Общая мощность свиты 1200—1500 *м*.

Нижние горизонты песчано-сланцевых отложений тепловской свиты, по данным Е. А. Модзалевской, развиты на крыльях антиклинальной складки Медвежьих Сопок. Здесь в обрывах р. Ольдой выходит пачка зеленовато-серых полосчатых алевролитов мощностью около 200 *м*., которые в верхних горизонтах постепенно переходят в песчаники и приобретают желтоватый оттенок. Выше свита в основном представлена темно-серыми с желтоватым оттенком песчаниками с прослоями рассланцованных алевролитов, с редкими колониями мшанок *Semicoscinium* sp. и стеблями криноидей (рис. 19).

В восточной части района образования свиты вскрываются по берегам р. Амазар. На левом берегу р. Амазар на протяжении 220 *м* обнажаются мелкозернистые, серые, известковые песчаники, темно-серые, рассланцованные серицитизированные и карбонатизированные алевролиты и органогеннообломочные известняки, включающие многочисленные остатки колоний мшанок и членики стеблей криноидей. Из мшанок часто встречаются ветвистые формы *Nikiforovella amasarica* Nekh., *Intropora* sp., *Batostomella amazarensis* Modz., *Lioclema* sp., *Cyclotrypa* sp. и сетчатые *Fenestella* sp. и *Semicoscinium* sp. Криноидеи представлены новыми формами.

http://jurassic.ru/

Зейско-Селемджинский район

Восточнее Верхнего Приамурья девонские отложения установлены в бассейне р. Зеи. Нижний девон с остатками брахиопод, близких к характерной для этого времени *Karpinskia conjugula* Tschern. (*K. conjugula sibirica* Lavrov, var. nov.), по данным 1954 г. Н. Ф. Левыкина, известен лишь на ограниченной площади — на водоразделе между реками Урканом и Зеей.

В. Н. Зверевым, А. З. Лазаревым, М. С. Нагибиной (1954) и другими в бассейне р. Зеи, в долине р. Уркана (вблизи устья р. Тынды), в толще зеленовато-серых глинистых песчаников, кремнистых сланцев и мраморов были обнаружены остатки брахиопод живетского яруса: *Schuchertella* sp., *Mucrospirifer mucronatus* (Conr.), *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *E. audaculus* (Conr.), *Athyris spiriferoides* Eaton, *Productella* ex gr. *subaculeata* (Murch.), *Leptaena rhomboidalis* Wilck. и др.

Помимо образований девона, известных при впадении в р. Уркан р. Тынды, выходы этих отложений в 1958—1960 гг. Ю. П. Рассказовым, М. В. Павленко и Л. П. Корсаковым закартированы на значительной площади бассейна р. Уркана. Близость литологического состава пород и комплексов органических остатков к породам Верхнего Приамурья позволили исследователям в рассматриваемом районе выделить свиты среднего и верхнего девона, аналогичные свитам указанного района. Распространение девона, отмеченное М. С. Нагибиной восточнее по р. Зее (ниже г. Зеи) и по ее правому притоку — р. Мокче, не вполне подтвердилось.

Результаты исследований, проведенных В. А. Ломакиным и Ю. П. Рассказовым, вполне согласуются с данными 1956 г. Н. П. Саврасова о распространении в долине р. Зеи (ниже г. Зеи) не отложений девона, а толщ нижнего карбона.

Следуя от р. Зеи на восток, девонские отложения устанавливаются в бассейне р. Деп, по р. Гаге и в верховьях правобережных ключей р. Деп (Обещающий, Кайла, Сиян, Моховой и др.). Отсюда в виде узкой полосы они протягиваются в бассейн р. Нини.

В бассейне р. Деп в 1950 г. Е. А. Модзалевская (Кириков и Модзалевская, 1959) составила следующий разрез девонских отложений (снизу):

1. Свита темно-серых, рассланцованных, карбонатизированных алевролитов, охарактеризованная остатками брахиопод, мшанок и криноидей *Rhytistrophya beckii* (Hall), *Leptostrophia magnifica* (Hall), *Strophomena stephani* Barr., *S. interstrialis* Phill., *Spirifer* ? *nobilis* var. *irbinensis* Tschern. и др. По комплексу органических остатков эта свита была условно отнесена к нижнему девону — эйфельскому ярусу среднего девона. Суммарная мощность свиты более . . . 1000 *м*
2. Свита темно-серых и зеленовато-серых, глинистых сланцев (без органических остатков) условно нижнего живета . . . . . ?
3. Свита темно-серых, плотных алевролитов, песчаников и глинистых сланцев, включающая комплекс органических остатков, широко распространенных в живетском ярусе (формации Гамильтон) Сев. Америки и в живетском и низах франского ярусов Кузбасса и Казахстана. В свите присутствуют — *Spinatrypa aspera* (Schloth.), *S. spinosa* (Hall), *Mucrospirifer mucronatus* (Conr.), *M. angustus* (Hall), *M. thedfordensis* Schim. et Gr., *Cyrtospirifer achmet* Nal., *Spinocyrtia jowensis* (Owen), *Phacops rana* Hall, *Entrochus dentatus* Quen., *E. biarticulatus* Quen., *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat. и многочисленные остатки мшанок, типичных для верхов живетского яруса.

   Мощность отложений живетского яруса составляет 1100—1500 *м*.
4. Свита темно-серых алевролитов, переходящих в мелкозернистые из-

http://jurassic.ru/

вестковые песчаники (распространена на северо-западе района) с многочисленными остатками представителей новых видов брахиопод рода *Stropheodonta* (*St. amurensis* и *St. orientalis*), близких к остаткам *Stropheodonta* нижней половины верхнего девона Сев. Америки.

Последующее изучение представителей новых видов и сопутствующего им комплекса органических остатков заставили Е. А. Модзалевскую изменить первоначальное представление о позднедевонском возрасте толщи и считать ее аналогом имачинской свиты. В последние годы (1959—1962 гг.) в результате геологических исследований В. В. Шиханова, Г. Р. Шишкиной и других геологов Дальневосточного геологического управления в бассейне р. Деп также был выделен ряд свит по литолого-петрографическому составу и комплексам органических остатков, аналогичных ранее выделенным свитам Верхнего Приамурья (большеневерской, имачинской и ольдойской). Присутствие осадков верхнего девона (тепловской свиты) не выяснено. В долине ключа Обещающего Ю. А. Мамонтовым впервые вскрыта толща образований нижнего карбона (аналога типаринской свиты), обычно венчающего разрез среднего палеозоя.

Разрез большеневерской свиты, развитой в бассейне кл. Кайла (залегающей на толще кварцитов и кварцитовидных песчаников омутнинской свиты ? силура), по данным В. В. Шиханова, следующий.

1. Песчаники темно-серые, мелкозернистые, плотные с линзочками известковистого песчаника, содержащего остатки брахиопод и морских лилий плохой сохранности . . . . . 26 *м*
2. Песчаники известковистые, светло-серые с зеленоватым оттенком, мелкозернистые . . . . . 14 „
3. Песчаники темно-серые, пятнистые, мелкозернистые, плотные . . . . 4 „
4. Песчаники известковистые, переполненные органическими остатками (плохой сохранности) . . . . . 0,1 „
5. Известняки светло-серые, крупнокристаллические, плотные с прожилками кальцита мощностью до 0,5 *см*. У контакта известняков с песчаниками наблюдается прослой зеленого аргиллита мощностью 3 *мм* . 0,1 „
6. Алевролиты темно-серые, слоистые. Слоистость обусловлена чередованием темно-серого глинистого материала и светло-серого мелкозернистого известковистого песчаника. В алевролитах наблюдаются редкие остатки брахиопод . . . . . 0,1 „
7. Песчаники известковистые, светло-серые, мелкозернистые, пятнистые за счет неравномерного распределения глинистого материала с органическими остатками плохой сохранности . . . . . 0,2 „
8. Песчаники кварцитовидные, участками известковистые, зеленовато-серые, мелкозернистые, пятнистые с прослоем ракушняка мощностью 10 *см*, содержащего органические остатки плохой сохранности . . . . . 1,5 „
9. Известняки светло-серые, крупнокристаллические с тонкими прослоями глинистого материала.
   Остатки брахиопод и перекристаллизованных морских лилий . . . 21 „
10. Известняки с редкими хорошо окатанными гальками кварца, содержание которых увеличивается вверх по разрезу . . . . . 1 „
11. Гравийно-известковистый конгломерат, светло-серый с мелкой хорошо окатанной галькой кварца, с тонкими прослойками темно-серого глинистого материала. Остатки фауны . . . . . 1,4 „
12. Известняки светло-серые, крупнокристаллические, с тонкими прослоями глинистого материала с галькой кварца и линзочками гравийного конгломерата (до 1,0 *м*) с остатками фауны . . . . . 9 „
13. Известняки светло-серые крупно- и среднезернистые с прослоями глинистых темно-серых мелкозернистых известняков мощностью до 30 *см*. Содержат обильные остатки брахиопод, мшанок и морских лилий (фауна плохой сохранности) . . . . . 16,75 „
14. Песчаники темно-серые, мелкозернистые . . . . . 0,10 „
15. Гравелиты светло-серые, участками зеленовато-серые с мелкой хорошо окатанной галькой кварца и темных кремнистых пород с тонкими прослоями зеленовато-серого цвета мелкозернистых песчаников . . . . 8 „
16. Песчаники кварцитовидные, зеленовато-серые, средне-мелкозернистые слабо известковистые, переслаивающиеся с алевролитами (мощность прослоев колеблется от 0,5 до 15 *см*). Вверх по разрезу песчаники

http://jurassic.ru/

переходят в крупнозернистые разности и содержат редкую хорошо окатанную гальку кварца . . . . . 1 *м*
17. Гравелиты серые с мелкой хорошо окатанной галькой кварца, с тонкими прослоями темно-серого мелкозернистого песчаника, с остатками брахиопод и морских лилий . . . . . 2 „
18. Алевролиты темно-серые, кливажированные с миллиметровыми прослоями зеленовато-серых, мелкозернистых, кварцитовидных песчаников . . . 0,7 „
19. Гравелиты грязно-зеленовато-серого цвета с хорошо окатанной галькой кварца . . . . . 0,1 „
20. Кварциты светло-серые, мелкозернистые, почти сливные с пустотами выщелачивания . . . . . 2,1 „
21. Песчаники кварцитовидные, светло-зеленые, мелкозернистые, массивные или слоистые с тонкими (миллиметровыми) прослоями зеленовато-серых, слюдистых песчаников . . . . . 25 „
22. Песчаники темно-серые, мелкозернистые, в нижней половине слоистые . . 1,4 „
23. Песчаники кварцитовидные, светло-зеленовато-серые, средне-мелкозернистые с тонкими прослоями зеленовато-серых слюдистых песчаников, с редкими органическими остатками . . . . . 9 „
24. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые с плитчатой отдельностью 2 „
25. Песчаники кварцитовидные, светло-зеленовато-серые мелкозернистые, почти сливные . . . . . 2 „
26. Известняки светло-серые, крупнозернистые с фауной и прослоями слоистых алевролитов (мощностью 0,5 *м*), с раковинами брахиопод, члениками морских лилий и колониями мшанок . . . . . 4,5 „
27. Алевролиты слоистые, кливажированные с остатками брахиопод, мшанок, трилобитов, морских лилий . . . . . 1,3 „
28. Известняки темно-серые, среднезернистые, толстослоистые с тонкими глинистыми прослоями.
Остатки фауны плохой сохранности . . . . . 1,2 „
29. Известняки светло-серые, крупнозернистые, толстослоистые с тонкими прослоями глинистого материала. Остатки фауны . . . . . 1,6 „
30. Песчаники светло-зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, слоистые, пятнистые за счет неравномерного распределения темно-серого глинистого материала. Раковины брахиопод и членики морских лилий . . . . 12 „

В разрезе собраны следующие остатки фауны: *Pleurodictyum* ex gr. *mongolicum* B. T c h e r n., *P.* sp., *Fenestella* sp., *Leptaena bouei* (B a r r.), *L.* sp., *Dalmanella* (?) sp., *Rhypidomella* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis L.*, *Schizophoria* sp., *Stropheodonta* sp., *Schuchertella* sp., *Eatonia* cf. *sinuata* H a l l, *?Plethorhyncha speciosa* var. *ramsayi* (H a l l), *Camarotoechia* sp., *Delthyris perlamellosa* H a l l, *Dechenellurus* cf. *granifer* Z. M a x., *Pterinea (Tolmaia)* cf. *squamosa* K h a l f.

Мощность большеневерской свиты в бассейне р. Кайлы 183 *м*.

За верхнюю границу свиты принята подошва мощной пачки известняков с органическими остатками среднего девона.

Стратиграфически выше согласно залегают образования имачинской свиты, разрез которой следующий:

1. Известняки серые, среднезернистые, грубослоистые с тонкими прослоями алевролитов. Остатки колониальных кораллов, мшанок, брахиопод и перекристаллизованных члеников морских лилий . . . . . 30 *м*
2. Алевролиты светло-зеленые и темно-серые, тонкоплитчатые . . . . . 1 „
3. Гравелиты темно-серые . . . . . 0,1 „
4. Песчаники серые, крупнозернистые и с редкими остатками кораллов, мшанок и морских лилий . . . . . 2,4 „
5. Песчаники кварцитовидные, светло-серые, среднезернистые с тонкими (до 3 *см*) прослоями мелкозернистых темно-серых песчаников . . . . . 0,7 „
6. Алевролиты темно-серые, с синеватым оттенком, с обильными остатками брахиопод, пелеципод, мшанок, трилобитов, морских лилий . . . . 12 „
7. Мергели темно-серые, массивные, с обильной фауной брахиопод, морских лилий, трилобитов, пелеципод . . . . . 4 „
8. Алевролиты известковистые, темно-серые, массивные, с остатками фауны 6 „
9. Известняки темно-серые, среднезернистые, массивные, с глинистыми прослоями, с остатками одиночных, реже колониальных кораллов и брахиопод 7 „
10. Алевролиты темно-серые, слоистые . . . . . 12 „
11. Песчаники светлые, зеленовато-серые, мелкозернистые, массивные. На выветрелой поверхности видны органические остатки брахиопод, морских лилий и мшанок (плохой сохранности) . . . . . 12 „

http://jurassic.ru/

12. Алевролиты темно-серые, слабослоистые . . . . . 6 *м*
13. Криноидно-мшанковые известняки серые, мелкозернистые с глинистыми темно-серыми прослоями. Многочисленные остатки морских лилий, мшанок, реже брахиопод . . . . . 1,5 „
14. Алевролиты массивные с редкими органическими остатками . . . . 7,5 „
15. Алевролиты слоистые. Слоистость обусловлена чередованием тонких прослоев темно- и светло-серых разностей . . . . . 7 „
16. Алевролиты слоистые с прослоями серых мелкозернистых известняков с остатками брахиопод, морских лилий и мшанок . . . . . 75 „
17. Коралловые известняки серые, мелкозернистые, грубослоистые, с глинистыми прослоями, с многочисленными караваеобразными колониями кораллов, реже мшанок и раковинами брахиопод . . . . . 110 „
18. Известняки серые мелкозернистые, грубослоистые, с глинистыми прослоями. Остатки морских лилий, мшанок, изредка кораллов . . . . 80 „
19. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, с органическими остатками брахиопод, морских лилий и мшанок . . . . . 3 „
20. Известняки серые мелкозернистые, с прожилками кальцита. Остатки фауны . . . . . 30 „

Мощность свиты в бассейне р. Кайла 400 *м*.

В толще описанного разреза собраны следующие органические остатки: *Tabulophyllum* ex gr. *major* Bulv., *T. amurense* Spass., sp. nov., *Thamnophyllum* sp., *Lythophyllum corneolum* Wdkd., *Favosites* ex gr. *halanensis* J. Dubat., *F.* cf. *inaequalis* J. Dubat., *Striatopora* cf. *schandiensis* Dubat., *Squameofavosites mixtus* J. Dubat., *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *Heliolites* ex gr. *rarus* V. Khalf., *Thamnopora* sp., *Syringopora* sp., *Rhipidomella* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., L. cf. *bouei* (Barr.), *Stropheodonta amurensis* Jan. et Modz., *St. orientalis* Jan. et Modz., *Rhytistrophia* cf. *beckii* (Hall), *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Camarotoechia* sp., *Spirifer* ? sp., ? *Fimbrispirifer divaricatus* (Hall), *Delthyris* sp., *Platyceras* sp., *Cypricardinia* sp., *Calymena* sp., *Phacops* cf. *pipa* H. et C., *Ph.* sp., *Odontochile kailensis* Z. Max., sp. nov., *Hexacrinites* ex gr. *mamillatus* Yelt. et J. Dubat., *Decacrinus miscellus* Yelt. et Schysh., sp. nov., *D.* ex gr. *miscellus* Yelt. et Schysh., *Entrochus* ex gr. *dentatus* Quen., *E. dentatus* Quen., *Kuzbassocrinus* sp., *Cyclocyclicus* cf. *echinatus* Yelt.

Определение органических остатков и заключение о возрасте разреза даны В. Н. Дубатоловым, Н. Я. Спасским, З. А. Максимовой и Г. Р. Шишкиной.

Имачинская свита согласно залегает на нижележащих образованиях. За верхнюю границу принята подошва пачки среднезернистых песчаников с остатками фауны живетского яруса.

Стратиграфически выше имачинской свиты по р. Кайле залегают образования ольдойской свиты. Разрез их следующий:

1. Песчаники серые, с зеленоватым оттенком, массивные, известковистые с остатками морских лилий и мшанок . . . . . 18 *м*
2. Известняки серые, местами темно-серые, мелкозернистые, толстослоистые (мощность слоев до 80 *см*) с прослоями (от 3 до 30 *см*) зеленовато-серых песчаников. Остатки фауны . . . . . 7 „
3. Песчаники зеленовато-серые, средне-мелкозернистые с остатками морских лилий, брахиопод и мшанок . . . . . 1,5 „
4. Известняки серые, мелкозернистые с органическими остатками . . . 2,0 „
5. Песчаники зеленовато-серые, средне-мелкозернистые с органическими остатками . . . . . 0,75 „
6. Известняки серые, мелкозернистые с остатками фауны . . . . . 1,5 „
7. Чередование песчаников зеленовато-серых, мелкозернистых с известняками серыми, мелкозернистыми (мощность прослоев не превышает 2—3 *м*) . . . . . 30 „
8. Алевролиты темно-серые, слоистые с тонкоплитчатой отдельностью . . 7 „
9. Песчаники зеленовато-серые, среднезернистые с остатками фауны . . 130 „
10. Алевролиты темно-серые, почти черные с раковистым изломом, слоистые 40 „
11. Песчаники темно-серые, почти черные, мелкозернистые, слоистые . . 64 „

Общая мощность свиты по разрезу 300 *м*.

http://jurassic.ru/

В приведенной части разреза собраны следующие органические остатки: *Leptaena* sp., *Schuchertella* sp., *Schellwienella* cf. *umbraculum* (Schlot.), *Stropheodonta* sp., *Chonetes coronatus* (Conr.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Mucrospirifer mucronatus* (Conr.), *M.* cf. *angustus* (Hall), *Cyrtospirifer* cf. *achmet* Nal., *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Elytha fimbriata* (Conr.), *Cyrtina* cf. *hamiltonensis* (Hall), *C.* sp., *Hexacrinites biconcavus* Yelt. et J. Dubat., *H. mamillatus* Yelt. et J. Dubat., *H.* cf. *modzalevskajae* Yelt., *Entrochus* ex gr. *dentatus* Quèn., *Pentagonocyclicus* ex gr. *radialis* Yelt., *Pc.* ex gr. *brevidentatus* Yelt., *Pc.* ex gr. *imatschensis* Yelt. et J. Dubat., *Pc. crassiradialis* Yelt. et Shysh., *Cyclocyclicus cintschugaensis* Yelt. et Schysh., Cc. cf. *bullatus* Yelt., *Platycrinus* sp. (определения Г. Р. Шишкиной).

Отложения девона в бассейнах рек Нора и Мамын значительно распространены. Здесь наблюдается трансгрессивное (и несогласное) залегание толщи песчаников и конгломератов на дислоцированном, фаунистически охарактеризованном силуре (бассейн р. Норы) и на прорывающих силурийские отложения гранитоидах (бассейн р. Мамына). Наличие органических остатков среднего девона в близких, литологически сходных отложениях верховьев р. Бол. Джелтулак, позволило М. С. Нагибиной (1954) и другим геологам указанные выше отложения, развитые в бассейнах рек Нора и Мамын, условно относить к девону.

Подобные соотношения силура и девона известны в районе сопки Острой (р. Нора), где, по данным М. С. Нагибиной (1954), П. А. Сушкова и др., толща мелкогалечных кварцевых конгломератов девона залегает трансгрессивно (и несогласно) на дислоцированных зеленовато-серых песчаниках и сланцах, содержащих остатки фауны силура. Видимая мощность этой толщи около 800 *м*.

В наиболее северном участке бассейна р. Мамын распространена толща серых кварцевых песчаников и мелкогалечных конгломератов, осадочных брекчий и аркозовых песчаников.

Схематический разрез этой толщи (по данным М. С. Нагибиной) следующий (снизу):

1. Осадочные брекчии, фиолетово-серые, состоящие из угловатых обломков желтовато-розовых и серых биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов. Промежутки между обломками гранитов выполнены почти неокатанным аркозовым песчаным материалом, сцементированным кварцево-серицитовым цементом . . . . . 50—100 *м*
2. Толща светло-серых и желтых, среднезернистых песчаников с редкими прослоями тонко- и крупнозернистых песчаников. По составу песчаники главным образом аркозовые, реже кварцевые. Кроме обломков минералов, в них нередко встречаются окатанные обломки метаморфизованных песчаников, весьма сходных с песчаниками, слагающими толщу силура.

Общая мощность не менее 1000 *м*.

К югу разрез толщи условно среднего девона существенно обогащен вулканическими образованиями.

Схематический разрез девонской толщи южного участка бассейна р. Мамын (по М. С. Нагибиной) следующий.

В самой нижней части выходят зеленые и светло-серые кварцевые порфириты, светло-желтые фельзиты, вулканические брекчии светло-зеленых кварцевых порфиритов и плагиопорфиритов и агломератовые туфы. Эффузивные породы переслаиваются со светлыми желтовато-бурыми мелкогалечными туфоконгломератами и туфопесчаниками. Мощность около 150 *м*. Выше залегает довольно однообразная толща желтых, серовато- и буровато-желтых плотных кварцевых песчаников, преимущественно среднезернистых, местами содержащих прослои грубозернистых песчаников. Песчаники содержат небольшое количество

http://jurassic.ru/

обломков кварцевых порфиров и фельзитов. Мощность толщи около 1500 *м*.

Ни в долине р. Норы, ни в долине р. Мамына в описываемых песчаниках органических остатков не обнаружено. Однако немного западнее, в верховьях р. Бол. Джелтулак, среди россыпей серых песчаников, сходных с распространенными по рекам Мамыну и Норе, В. Н. Миляевым в 1939 г. найдены остатки мшанок и брахиопод, среди которых из нижних слоев определены: *Hemitrypa devonica* var. *specifica* Schul. — Nest., *H. bioga* Hall, *Philloporina djeltulakensis* Schul. — Nest., *Strophomena concorta* Hall, *Schellwinella crenistria* Phill., *Spirifer ? carinatus* Conr., *Cyrtina hamiltonensis* Hall, *Spinatrypa bodini* (Mansuy) и др.; из верхних: *Isotrypa konjuctiva* Hall, *Euryspirifer ligus* (Owen), *Mucrospirifer marcyi* (Hall), *M. angustus* (Hall).

По заключению М. И. Шульга-Нестеренко и Н. В. Литвинович, вмещающие породы принадлежат к осадкам эйфельского и живетского времени. По-видимому, из тех же отложений, вскрытых шурфами, в 1956 г. в верхнем течении р. Бол. Джелтулак (вблизи пр. Октябрьского) Е. А. Модзалевской определены органические остатки, комплекс которых позволил данные породы отнести к живетскому — низам франского яруса (слои гамильтон и тьюлли Сев. Америки и верхняя часть живетского — низы франского яруса Сибири). Состав их следующий: *Spinocyrtia martianofi* (Stuck.), *S. granulosa* (Conr.), *Euryspirifer* aff. *cheehiel* (Kon.), *Mucrospirifer mucronatus* (Conr.), *M. angustus* (Hall), *M. consobrinus* (Hall), *Athyris* aff. *spiriferoides* Eaton, *Hexacrinites biconcavus* Yelt., *H. mamillatus* Yelt. et J. Dubat. и др.

К отложениям этого же времени В. Ф. Зубковым, А. А. Майбородой и М. П. Красильниковым в 1961—1962 гг. была отнесена песчано-алевролитовая толща, протягивающаяся в виде неширокой прерывистой полосы от рек Гарь, Бел. Джелтулак до истоков р. Инкан. Эта толща по литологическим признакам указанными авторами была подразделена на две подсвиты ольдойской свиты: песчаниково-гравелитовую нижнеольдойскую подсвиту и песчаниково-алевролитовую верхнеольдойскую. Комплекс органических остатков этих подсвит аналогичен остаткам, перечисленным выше.

В районе р. Бол. Джелтулак в 1959 и 1960 гг. были обнаружены и более низкие горизонты девона, содержащие остатки кораллов *Barrandeophyllum* sp., *Zaphrentis* sp., *Lindströmia minima* Spass., *Favosites* sp., *Alveolites* sp., и *Pachyfavosites* aff. *polymorphus* (Goldf.). Перечисленный комплекс остатков ругоз и табулят, по заключению Н. Я. Спасского и В. Н. Дубатолова, в своем составе содержит формы раннедевонского — эйфельского времени.

На север от долины р. Мамына в 1939 г. фаунистически охарактеризованный девон отмечался в бассейне р. Нинни (левый приток р. Деп). Здесь известны находки в аллювии галек известняка с кораллами *Blothrophyllum giganteum* var. *corniformis* Schal., по определению Е. Д. Сошкиной, характерных для эйфельского яруса.

Условно к образованиям нижнего девона в 1963 г. В. В. Шихановым отнесена толща эффузивно-осадочных пород, прослеживающаяся от верхнего течения р. Гаги до бассейна р. Сагаяна. На севере и юге эта толща обычно ограничена крупными региональными нарушениями, по которым на севере она контактирует с позднепалеозойской интрузией габбро-диоритов, а на юге (на правобережье р. Нинни) с кварцитами омутнинской свиты (?) силура. Толща в основном сложена известковистыми песчаниками и кварц-эпидот-серицитовыми сланцами с маломощными пачками алевролитов и спилитов и линз мраморизованных известняков. Мощность толщи 1500 *м*.

http://jurassic.ru/

Другим районом развития палеонтологически доказанного среднего девона являются верховья р. Инкан (левый приток р. Мамын), где в 1958 г. В. П. Шейкиным в плотных тонкозернистых известковых песчаниках были обнаружены многочисленные отпечатки брахиопод и криноидей, среди которых Е. А. Модзалевской удалось определить *Euryspirifer* ex gr. *cheehiel* (Kon.), *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat., *H. biarticulatus* (Quen.).

Остатки указанных форм неоднократно встречались в отложениях живетского яруса Монголо-Охотской складчатой области.

К югу от Зейско-Селемджинского района, в Среднем Приамурье, на левом берегу Амура, выше г. Благовещенска, между сел Сухотино и Сергеевка, по данным Г. П. Смирновой, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки и эффузивы девона протягиваются неширокой полосой вдоль берега Амура. В коренных обрывах р. Гуран в сланцах и туффитах собраны остатки мшанок, брахиопод и криноидей, среди которых Е. А. Модзалевская определила известные в среднем девоне формы: *Fenestella* sp., *Atrypa* sp., *Schuchertella* ex gr. *variabilis* Pross., *Camarotoechia* (?) sp., *Liorhynchus* aff. *laura* (Bill.), *Spirifer* ? ex gr. *varicosus* Hall, *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat. Часть указанной выше толщи, по-видимому, М. С. Нагибина ранее (1954) относила к силуру.

По левому берегу Амура среднепалеозойские отложения в 1959 г. В. Г. Ткачуком были подразделены на три толщи (снизу): туфо-эффузивную, эффузивно-терригенную и карбонатно-терригенную общей мощностью 2500—2700 *м*.

Остатки фауны, собранные среди этих толщ в нижней части разреза среднего палеозоя, следующие: *Barrandeophyllum* sp., *Stenophyllum* sp., *Favosites* cf. *inequalis* J. Dubat., *Pachyfavosites* (?) sp., *Striatopora* sp., *Cladopora* sp., по мнению Н. Я. Спасского и А. П. Ковалевского, характерны для эйфельского яруса и по комплексу форм близки к иначинской свите Верхнего Приамурья. Комплекс же остатков брахиопод верхней части разреза включает формы (*Euryspirifer audaculus* (Conr.), *E. ligus* (Owen), *Spinocyrtia granulosa* (Conr.), широко известные в ольдойской свите Верхнего Приамурья и слоях гамильтон Сев. Америки.

Восточнее р. Норы палеонтологически охарактеризованные отложения среднего девона в 1940 г. А. А. Кирилловым и М. Г. Золотовым впервые установлены в верхнем течении р. Ниман. Здесь среди метаморфизованных известково-песчанистых филлитов, рассеченных жилами кварца и гранита, содержатся раковины брахиопод *Mucrospirifer mucronatus* (Conr.), *M. angustus* (Hall), *Elytha* ex gr. *undifera* (Roem.), указывающие, по определению Б. П. Марковского, на среднедевонский возраст отложений (слои гамильтон Сев. Америки).

На юго-восток, между притоками р. Нимана реками Акишма и Байгантой, А. А. Кирилловым и М. Г. Золотовым в 1943 г. на ограниченной площади установлена толща девонских отложений, прорванная позднепалеозойскими гранитоидами (Кириллов, Золотов, Цымбал, 1948). Разрез толщи следующий (снизу):

1. Крупнозернистые кварциты и песчаники с линзами мелкогалечного конгломерата.
2. Темно-серые крупнозернистые кварциты, переходящие кверху в светло-серые песчаники, переслаивающиеся с черными песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, содержащими остатки фауны *Fenestella* sp., *Spirifer* (?) cf. *rarus* Khalf., *Leptostrophia* aff. *explanata* (Sow.) криноидеи и бластоидеи (?) и граптолиты (??).
3. Известковистые серые песчаники, переслаивающиеся с черными песчано-глинистыми и глинистыми сланцами; с остатками мшанок и криноидей.
4. Мраморизованные известняки с остатками фауны.
5. Известково-кварцевые брекчии.

http://jurassic.ru/

6. Темно-серые средние и мелкозернистые песчаники.
7. Черные филлитовые песчано-глинистые сланцы с одиночными кораллами.
Общая мощность около 1500 *м*.

Органические остатки, найденные М. Г. Золотовым в черном филлитовидном сланце, Б. М. Штемпелем рассматривались как силурийские или принадлежащие к низам нижнего девона.

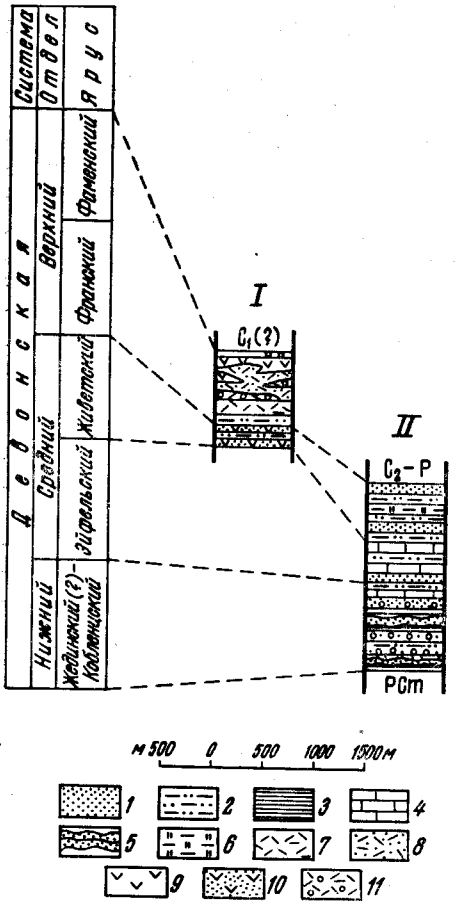


Рис. 20. Схема сопоставления разрезов девона восточной части Буреинского массива и Среднего Приамурья Монголо-Охотской складчатой области

I — восточная часть Буреинского массива; II — Среднее Приамурье
1 — песчаники разнозернистые; *2* — алевролиты и пелиты; *3* — сланцы; *4* — известняки; *5* — кварциты и кварцитовидные песчаники; *6* — кремнисто-глинистые сланцы; *7* — кварцевые порфиры, фельзитпорфиры, кварцевые порфириты; *8* — туфы кислого состава; *9* — андезитовые порфириты; *10* — туффиты; *11* — туфо-конгломераты

Из указанной выше толщи глинистых сланцев в 1958 г. В. Н. Мусиным, а в 1959 г. Р. М. Тонояном и Ф. И. Ковальским произведены повторные сборы остатков фауны. Среди органических остатков Е. А. Модзалевской и Г. Р. Шишкиной выявлен комплекс фауны, наиболее широко распространенный в живетском ярусе Дальнего Востока (слои Гамильтон Сев. Америки): *Atrypa* sp., *A.* ex gr. *reticularis* L., *Spinatrypa aspera* (Schloth.), *Mucrospirifer* cf. *mucronatus* (Conr.), *Spinocyrtia martianofi* (Stuck.), *Euryspirifer* ex gr. *cheehiel* (Kon.), *Entrochus biarticulatus* Quen., *Pentagonocyclicus* cf. *vastus* Yelt. et J. Dubat., *Pc. imatschensis* Yelt., *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat. Находки органических остатков силура или нижнего девона, как предполагал Б. М. Штемпель, не подтвердились.

Девонская толща бассейна р. Нимана собрана в сложные складки север-северо-восточного простирания. По данным В. Н. Мусина, общая мощность девона этого бассейна около 1800—2000 *м*.

Южнее, в пределах Буреинского массива (Мельгинский район) Л. М. Алексеев в 1960—1961 гг. на левом берегу р. Дёсс (приток р. Чергилен) наблюдал толщу песчанистых известняков, доломитов и известковистых песчаников, залегающих с резким угловым несогласием на темно-серых филлитовидных сланцах нижнего кембрия (рис. 20). В этой толще встречен комплекс органических остатков: *Thamnopora* sp., *Semicoscinium* ex gr. *altschedaticum* Nekh., *S.* ex gr. *ubensis* Nekh,. *Hemitrypa* cf. *devonica* Nekh., *Spinatrypa* aff. *spinosa* (Hall), *Mucrospirifer* aff. *oldoicus* Modz. (in litt.), *Euryspirifer* cf. *cheehiel* (Kon.), *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat., *H. biconcavus* Yelt. et J. Dubat. (определения В. П. Нехорошева, Е. А. Модзалевской и Р. С. Елтышевой), указывающий скорее всего на верхнюю половину живетского яруса.

http://jurassic.ru/

Возрастными аналогами этих отложений, по-видимому, являются алевропелитовые туффиты, вскрывающиеся по правому берегу р. Дёсс.

Залегающая выше толща вулканогенных пород (туфов и туффитов) мощностью 700—900 *м* является, по мнению Л. М. Алексеева, более высоким подразделением девона и, возможно, самыми низами карбона.

К отложениям девона условно Д. А. Кириков, а ранее В. И. Серпухов (1945 г.) относили толщи мелкозернистых полимиктовых песчаников и черных шелковистых сланцев, развитых на северо-востоке Зейско-Селемджинского района, в верховьях рек Норы, Шевли и Уды. В последнее время в этих же районах установлены кембрийские отложения с остатками археоциат. По данным Д. А. Кирикова, здесь в основании разреза залегает толща измененных песчаников и глинистых сланцев с линзами рассланцованных конгломератов, состоящих из галек кислых и средних эффузивов, песчаников и пород типа граносиенит-порфиров. В более высоких частях разреза, среди песчаников и сланцев, залегают гравелиты и мелкогалечные конгломераты, а в верхах разреза — песчаники, глинистые сланцы, кремнистые яшмовидные породы и измененные эффузивы спилито-диабазовой серии с линзами известняков. Этот разрез близок к разрезу девона, изученному на Шантарских островах. В сланцах из верховьев рек Бол. Артек, Норы и Ельны обнаружены споры: *Stenozonotriletes definitus* Naum., *Archaeoperisaecus mirandus* Naum., *Archaeozonotriletes famensis* Naum., *Lophotriletes semilucensis* Naum., *L. atratus* Naum., *Azonotriletes lasius* var. *majus* Waltz., которые, по мнению Б. В. Тимофеева, относятся к девону.

В центральной части хр. Джагды выделить девонские отложения очень трудно. Отдельные находки фауны в бассейнах рек Селиткан, Мелькан и Ир не позволяют достаточно уверено протянуть девонскую толщу на запад и отделить ее от широко развитых здесь нижнекембрийских отложений. Распространенная в бассейне р. Джагдони (правый приток р. Шевли) мощная (до 3400 *м*) толща массивных песчаников и кремнистых сланцев, условно относившаяся к девонской системе, была В. В. Онихимовским и А. А. Кирилловым в 1945 г. названа «джагдинской».

К югу от указанного района С. Д. Шер и О. М. Ковалева к предположительно девонской системе отнесли две свиты: нижнюю таринахскую и верхнюю таринахскую. В основании первой из них обнаружены линзы мелкогалечных когломератов. Стратиграфически выше конгломератов в нижней таринахской свите наблюдаются темно-серые массивные аркозовые песчаники, переслаивающиеся с черными песчано-глинистыми сланцами. Верхняя таринахская свита состоит из двух подсвит: нижней с преобладанием кремнисто-глинистых яшмовидных актинолит-хлоритовых сланцев и верхней, состоящей из аркозовых песчаников с прослоями кремнисто-глинистых сланцев, яшм, известняков и зеленокаменных пород.

Из Верхнеселемджинского района, изученного С. Д. Шером, О. М. Ковалевой и С. С. Дарбиняном, девонские (?) отложения прослеживаются в бассейне р. Селиткан, где, по данным В. Ф. Козюры и Л. И. Красного, указанная выше толща развита очень широко.

Согласно Л. И. Красному на северном склоне Селитканского хребта среди черных глинистых сланцев обнаружен отпечаток членика стебля криноидеи, определенный Р. С. Елтышевой как *Hexacrinites* ex gr. *mamillatus* Yelt. et J. Dubat. Представители этой группы распространены в пределах среднего девона.

http://jurassic.ru/

Западное Приохотье

Девонские отложения Западного Приохотья протягиваются вдоль правобережья р. Уды, к мысу Тыльскому и к Шантарским островам. Они окаймляют с юга Торомский прогиб, выполненный преимущественно юрой. Также они известны в узкой депрессии между Прибрежным хребтом и хр. Джугджур в Айкангра-Аянском районе.

В верхах девонской толщи, выделявшейся Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемековым в Шевли-Галамском районе, в среднем течении р. Мал. Мелькан распространены грубообломочные песчаники и мелкогалечниковые конгломераты, в цементе которых встречены плохой сохранности остатки кораллов (*Thamnopora* sp., *Alveolites* sp., *Favosites* sp.) и брахиопод.

Органические остатки, по данным Б. С. Соколова, близки к остаткам живетской фауны, найденной на о. Феклистова (Шантарские острова).

По правому берегу р. Галлам отмечены выходы брекчиевидных известняков с остатками фораминифер из сем. Lagenidae, а в бассейне р. Уды (по р. Сородо) были найдены глыбы плотных зеленовато-серых известняков с остатками брахиопод: *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* (Murch.), *C.* cf. *vhitneyi* (Hall), *Mucrospirifer* aff. *posterus* (Hall), *Atrypa* sp., *Dalmanella* sp., *Productella* sp. Вмещающие слои, по заключению Е. А. Модзалевской, относятся к верхнему девону, возможно к франскому ярусу. Л. И. Красным (1960) на западном побережье Тугурского залива выделялись среднедевонские (?) отложения. По материалам С. И. Горохова 1958—1960 гг. в районе западного побережья Тугурского залива развиты толщи верхнего палеозоя, содержащие растительные остатки плохой сохранности.

Шантарские острова

Изучение девона Шантарских островов Л. И. Красным и Г. С. Ганешиным в 1948 г., широко развитого на островах Бол. Шантар и Феклистов, значительно обогатило представления о стратиграфии девонских отложений обширного района Западного Приохотья.

Наиболее древняя свита — *свита Мыса Горбатого* выделена на о. Бол. Шантар в районе мысов Горбатого, Боковикова и в бухте Топазной, а на о. Феклистов — южнее мыса Белого*. В основном она слагается конгломератами и брекчиями с прослоями глинисто-хлоритовых и глинисто-серицитовых сланцев и известняков. В нижней части свиты преобладают белые и серые доломитизированные известняки (массивные и реже брекчиевидные), которые сменяются вверх по разрезу мощными валунными и крупногалечниковыми конгломератами. В средней части появляются линзы кварцитов и кремнистых сланцев. Разрез наращивается пачками конгломератов с постепенно (снизу вверх) уменьшающейся галькой.

Фауны, кроме остатков палеозойских фораминифер рода *Tetrataxis* (?) в свите мыса Горбатого обнаружить не удалось.

Разрез свиты к северу от «Широкой Лайды» следующий (сверху):

1. Конгломерат валунно-галечный с плохоокатанной галькой и валунами (20—30 *см*) зеленокаменных пород, кварцитов, известняков и песчаников 85 *м*
2. Хлоритовые сланцы зеленовато-серые . . . . . 12—14 „

* В настоящее время В. Б. Карауловым предполагается наличие более древних отложений девона ниже свиты Мыса Горбатого. Разрез девона подразделен на следующие свиты: свиту Мыса Радужного, Мыса Топазного, озерную свиту (нижний девон), Мыса Горбатого, боковиковскую (средний девон), омокойскую, большеомокойскую (верхний девон).

http://jurassic.ru/

3. Конгломерат валунно-галечный, переходящий в грубозернистый песчаник 220 *м*
4. Конгломерат крупновалунный . . . . . 400 „
5. Известняк серый, окремненный и доломитизированный . . . . . 12 „
6. Известняк белый, брекчиевидный, обломочный . . . . . 22 „

Общая мощность около 750 *м*.

Непосредственно выше свиты мыса Горбатого залегает мощная толща сложного состава, в которой, наряду с песчаниками и конгломератами, представлены кремнистые, карбонатные, вулканогенные и туфовые породы. Эта толща, обнажающаяся в полосе от верхнего течения р. Якшина до г. Боринджа, выделена под названием *якшинской свиты*. Она выходит преимущественно в ядрах антиклинальных складок на обоих главных островах Шантарской группы.

В южном крыле антиклинальной складки вблизи мыса Розового (о. Бол. Шантар) разрез якшинской свиты следующий (снизу):

1. Переслаивание (через 12—15 *см*) тонкозернистых, зеленовато-серых песчаников и светло-серых, кварцитовидных песчаников . . . . . 320 *м*
2. Известняки массивные, светло-серые и белые . . . . . 70 „
3. Кварциты белые, «сливные» . . . . . 180 „
4. Песчаники тонкозернистые с прихотливо расположенными линзами среднезернистых граувакковых песчаников («грубоузорчатые») . . . . . 175 „
5. Песчаники полимиктовые, серые, среднезернистые с прослоями черных алевролитов . . . . . 240 „

Общая мощность 985 *м*.

В вершине левых притоков р. Якшина (гора Подкова) составлен следующий разрез (снизу).

1. Глинистые сланцы оливково-зеленые . . . . . 9 *м*
2. Сланцы зеленовато-серые, глинисто-известковистые и кремнисто-глинистые с остатками кораллов, брахиопод и стеблей криноидей: *Stropheodonta* sp., *Douvillina* cf. *arcuata* Hall, *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth., *Spinatrypa spinosa* (Hall), *Desquamatia* cf. *desquamata* (Sow.) *Atrypa* ex gr. *independensis* Webster, *Spirifer* sp., *Cyrtina* sp. и др. . . . . 7 „
3. Песчаники гравелитовые, граувакковые . . . . . 30 „
4. Глинистые сланцы черные с линзами серых кремнистых сланцев . . . . . 10 „
5. Алевролиты с линзами светло-серых кремнистых сланцев . . . . . 26 „
6. Алевролиты черные с прослоями сланцеватого конгломерата . . . . . 14 „

Общая мощность 96 *м*.

На о. Феклистов в отложениях якшинской свиты отмечены мощные пачки конгломератов. К югу от мыса Красного разрез свиты следующий (снизу):

1. Конгломерат с хорошо окатанной плоской галькой (3—5 иногда 20—30 *см*) известняков, кремнистых пород и песчаников. Цемент черный, сланцеватый . . . . . свыше 60 *м*
2. Глинистый сланец черный . . . . . 0,6 „
3. Конгломерат мелкогалечниковый с галькой размером 0,5—1,0 *см* зеленоватых кремнистых пород . . . . . 42 „
4. Известняки серые, буроватые и коричнево-серые с остатками кораллов и брахиопод: *Thamnopora* ex gr. *croniger* (Orb.), *Th.* ex gr. *dubia M.* Edw. et H., *Alveolites* cf. *goldfussi* Bill., *A. crassus* Lac., *A.* sp. nov., *Favosites* cf. *placenta* Rom., *Tylothyris* (?) aff. *mesacostalis* Conr., *Atrupa* sp.

Б. С. Соколов и М. А. Ржонсницкая, определявшие указанную выше фауну, пришли к выводу о принадлежности слоев, вмещающих органические остатки якшинской свиты, к живетскому ярусу.

Якшинская свита перекрывается толщей разнообразно окрашенных кремнистых сланцев и яшм с прослоями кварцитов, известняков, песчаников и зеленокаменных пород (измененных спилитов, диабазов и габбро-диабазов) мощностью 900—1000 *м*. Эта толща, обнажающаяся вблизи мыса Радужного, была выделена под названием *свиты мыса Радужного*.

http://jurassic.ru/

Характерный разрез, описанный к северу от мыса Шестикекурного (о. Бол. Шантар), следующий (сверху):

1.	Кремнистые сланцы фиолетовые и зеленые	48 *м*
2.	Кремнистые сланцы белые и светло-серые	110 „
3.	Кварциты плотные светло-серые и обохренные	90 „
4.	Песчаники тонкозернистые темно-серые с линзами крупнозернистого песчаника	7 „
5.	Кремнистые сланцы белые	96 „
6.	Кремнистые сланцы фиолетовые	65 „
7.	Туфы пестрые зеленовато-фиолетовые и туфобрекчии спилитовых порфиритов	28 „
8.	Известняки серые	1,3 „
9.	Спилитовые порфириты зеленовато-фиолетовые	19 „
10.	Известняки светло-серые и белые с линзами черных битуминозных известняков	60 „
11.	Кремнистая брекчия с редкими обломками известняков и спилитовых порфиритов	140 „
12.	Кремнисто-глинистые сланцы буровато-красные с прослоями зеленых сланцев (туфосланцев)	230 „

Общая мощность 894 *м*.

Возраст свиты мыса Радужного, перекрывающей живетские отложения, условно рассматривается как франский.

В ядрах синклинальных складок и на крыльях антиклинальных на островах Феклистов и Бол. Шантар, в бассейне правых притоков рек Оленьей, Ленковой, Средней и Перевальной выходит мощная верхнедевонская свита кремнистых и песчанистых пород, носящая название *перевальнинской свиты*. Существенным отличием ее от нижележащих свит девона является почти полное отсутствие вулканогенных пород.

На о. Феклистов в 1948 г. Л. И. Красным описан следующий разрез свиты (снизу).

1.	Алевролиты темно-серые и глинистые сланцы	220—250 *м*
2.	Кремнистые сланцы светло-серые с пачками желтого слюдистого мелкозернистого песчаника	300 „
3.	Кремнистые сланцы светлые, розоватые и желтоватые	350 „
4.	Криптокварциты белые и светло-серые	600 „

Видимая мощность около 1435 *м*.

Разрез девонских, или возможно более молодых — каменноугольных отложений, венчает *анаурская свита*, выходящая полосой северо-восточного направления от мыса Олай до мыса Северовосточного (о. Бол. Шантар). Литологически свита довольно однообразная и состоит из черных глинистых сланцев с прослоями песчаников, часто туфовых. Общая мощность свиты 2200—2300 *м*.

Кырано-Аянский район

В пределах Прибрежного хребта девонские образования известны в трех участках, изолированных продольными тектоническими разрывами — в бассейне р. Немерикан, в бассейнах рек Айкангра и Килай и в Аянском районе. Представлены они здесь морскими и частично вулканогенными образованиями.

Девонские (?) отложения в 1948 г. в бассейне правого притока р. Уды (р. Немерикан) выявлены Н. А. Раковым. Здесь они были выделены под названием *муринонконской свиты*, простирающейся узкой полосой почти широтного направления на расстояние около 20 *м*. Муринонконская свита подразделена на три подсвиты (снизу): конгломератовую, кварцитовую и известняковую.

Среди девонских отложений, развитых к востоку от р. Джана, были обнаружены остатки фауны фаменского яруса (Красный, Чеме-

http://jurassic.ru/

ков, Модзалевская, 1955). По более поздним данным В. Ф. Зубкова, в низах разреза преобладают известняки, частью мраморизованные, с прослоями алевролитов и конгломератов и мощные пачки алевролитов с линзами и прослоями известняков. В последних на территории, расположенной между реками Лавля и Конда, найдены плохой сохранности остатки брахиопод, кораллов и морских лилий. Из табулят В. Н. Дубатоловым были установлены представители рода *Tyrganolites*, пользующиеся широким распространением в среднем девоне.

Выше следует песчаниково-сланцевая толща, в которой в бассейне р. Айкангры (Ийканды) обнаружены *Cyrtospirifer sulcifer* H. et C., *Spinocyrtia* cf. *mesastrialis* (Hall), *Spirifer* (?) aff. *annae* Swall., *Sp.*? sp., *Bellerophon* aff. *striatus* Ter. et Orb., *B.* sp., *Orthoceras indianensis* Hall, *Avicula* sp. nov., *Schisodus* sp. По мнению Е. А. Модзалевской, полимиктовые песчаники, содержащие остатки указанной фауны, относятся к фаменскому ярусу верхнего девона. Общий тип фауны наиболее близок к фауне, известной из верхнедевонских отложений Сев. Америки.

Представители *Cyrtospirifer sulcifer* H. et C., занимающей по числу экземпляров видное место в коллекции, наиболее близки к североамериканским представителям этого вида и заметно отличаются от экземпляров *Cyrtospirifer sulcifer*, описанных из отложений сульциферовых слоев фаменского яруса Казахстана. Предположительно к верхнему девону относится усмунская свита диабазов, диабазовых порфиритов и порфиритов, несогласно перекрывающая отложения фаменского яруса. Общая мощность девона здесь составляет 2500 *м*.

Севернее, на побережье Охотского моря, девонские отложения распространены в окрестностях бухты Аян в низовьях хр. Уйка, в бассейне р. Лантарь и в некоторых участках Прибрежного хребта. Позднедевонский возраст известняков бухты Аян был установлен еще с 1900 г. (сборы К. И. Богдановича, обработанные К. Динером). В дальнейшем наличие здесь отложений верхнего девона подтвердил Н. Л. Бубличенко (Леонтович, 1937). Разрезы девона изучались К. В. Антоновым в 1937—1938 гг. и Г. Г. Кайгородцевым в 1946 г., В. И. Гольденбергом, И. П. Пугачевой, А. И. Гуськовой и Е. П. Турченковой в 1960—1961 гг.

Согласно данным последних исследований, девонские отложения залегают с угловым и азимутальным несогласием на размытой поверхности силурийских отложений. Это наблюдается в обнажении на северном берегу п-ова Ландор-Ниготни и на левом берегу р. Уйка, в 8 *км* от ее устья.

В. И. Гольденберг девонские отложения Аянского района расчленяет на ряд свит. К нижнему (?) отделу им отнесена уйкинская свита, развитая вблизи пос. Аян, в нижнем течении р. Уйка, на побережье Охотского моря между зал. Ларганда и верховьями р. Нелькана и некоторых других местах.

Сводный разрез свиты представляется в следующем виде (снизу):

1.	Доломиты кремнистые, светлые, пелитоморфные, тонкопереслаивающиеся с темно-серыми аргиллитами	10 *м*
2.	Песчаники известковистые, темно-серые, с прослоями и аргиллитами	15 „
3.	Доломиты розоватые и светло-серые	20—30 „
4.	Аргиллиты фиолетовые и зеленые с прослоями серых известковистых песчаников	35 „
5.	Песчаники кварцитовидные серые	400 „
6.	Алевролиты и аргиллиты темно-серые и зеленовато-серые с прослоем кварцитовидных песчаников	20 „
7.	Известняки доломитистые брекчиевидные темно-серые	12—15 „
8.	Алевролиты	10—15 „
9.	Песчаники кварцевые ржаво-бурые	30 „

http://jurassic.ru/

10. Аргиллиты, переслаивающиеся с алевролитами . . . . . 60 *м*
11. Задерновано . . . . . 50—60 „
12. Песчаники кварцитовидные . . . . . 50—60 „
13. Известняки белые песчанистые оолитовые . . . . . 300 „
14. Алевролиты . . . . . 60 „
15. Песчаники кварцевые с карбонатным цементом . . . . . 150 „
16. Аргиллиты светло-серые . . . . . 150 „

Общая мощность свиты 1300—1400 *м*.

К среднему девону (эйфельский и живетский ярусы) В. И. Гольденбергом и А. И. Гуськовой относится улуйканская свита, развитая по обоим берегам р. Лантарь (в ее нижнем течении), в верховьях р. Улуйкан и на побережье Охотского моря (зал. Ларганда). Эта свита залегает на размытой поверхности лантарской и уйкинской свит.

Сводный разрез улуйканской свиты, составленный в низовьях р. Лантарь, следующий (снизу).

1. Конгломераты известково-кремнистые, мелкогалечные. Мощность неясна.
2. Аргиллиты темно-серые, тонкослоистые, известковистые с прослоями микрослоистого тонкозернистого известняка . . . . . 150—200 *м*
3. Известняки серые с мелкими гальками кварцита. Остатки фауны *Pseudamplex quadripartitus* Soshk., *P. ligeriensis* (Birois), *P.* sp., *Diplochane* sp. В верхах пачки обнаружены *Favosites* cf. *romingeri patella* Suann., *Placocoenites monostichus* (Frech.), *Pl.* cf. *obesus* Schar. (in litt.), *Tyrganolites* sp., *Heliolites* sp., *Spongophyllum sedgwicki* M. Edw. et H., *Neostringophyllum waltheri* (Yoh.) и др. (определения М. М. Смеловской, В. А. Сытовой, Т. Т. Шарковой и Р. С. Елтышевой) . . . . . 150 „
4. Известняки тонкополосчатые, алевритистые . . . . . 300 „
5. Известняки грубослоистые и массивные . . . . . 400—500 „

Суммарная видимая мощность улуйканской свиты достигает 1100 *м*.

К верхнему девону В. И. Гольденберг по новым данным отнес *танчинскую свиту*. Ранее Г. Г. Кайгородцев эту свиту рассматривал как силурийско-девонскую. Танчинская свита залегает трансгрессивно на силурийских, нижнедевонских (?) и среднедевонских отложениях. В ее основании наблюдается мощная (200—300 *м*) пачка конгломератов. В низах пачки в бассейнах рек Улуйкан и Мерикон развиты мелкогалечные разности с плохо окатанной галькой молочно-белого кварца и кремнистых пород. Выше появляются валуны того же состава размером до 20—30 *см*. В соседних районах в составе конгломератов появляются известняки и изверженные породы (габбро-диабазы). Верхи танчинской свиты представлены известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками (бассейн р. Мерикон). Франский возраст танчинской свиты устанавливается на основании находок фауны *Tabulaphyllum gorskii* (Bulv.), *Crassialveolites domrachevi* (Sok.), *Spinulicosta spinulicosta* (Hall) и др.

К фаменскому ярусу отнесена *ийкандинская свита*. Выходы пород этой свиты наблюдаются в скалистых обрывах восточного берега Аянской бухты, в 1,5 *км* от пос. Аян. В составе свиты выделяются три пачки (снизу):

1. Известняки массивные и тонкополосчатые, серые и зеленовато-серые, содержащие нередко скопления раковин брахиопод, гастропод, кораллов . . . 250 *м*
2. Аргиллиты черные с редкими прослоями среднезернистых песчаников . . 100 „
3. Алевролиты . . . . . 150 „

Видимая мощность свиты 500 *м*.

Список фауны, собранной в нижней пачке К. И. Богдановичем, А. А. Леонтовичем, К. В. Антоновым, Г. Г. Кайгородцевым, И. П. Пугачевой и В. И. Гольденбергом, следующий: *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *C.* cf. *archiaci* (Murch.), *C. disjunctus* (Sow.), *C.* sp., *C.*

http://jurassic.ru/

semisbugensis Nal., *C. tschernyschewi* Khal., *Mucrospirifer* ex gr. *posterus* (Hall), *M.* ex gr. *buchardi* (Murch.), *Athyris angelica* Hall, *A. sulcifera* Nal., *Pugnax acuminata* Mart., *Plicatifera* cf. *proelonga* (Sow.), *Schizophoria striatula* Schloth. и др. (определения К. Динера, Н. Л. Бубличенко, А. И. Ефимовой, А. А. Андриановой, Н. В. Литвинович).

Кур-Урмийский район

Следующим районом распространения девонских отложений являются бассейны рек Кура и Урми. Здесь в бассейне р. Сынчуга девон образует толщу мощностью около 2000 *м*, залегающую на размытой поверхности протерозойских кристаллических сланцев и древних гранитоидов.

Согласно исследованиям 1935, 1936 гг. А. З. Лазарева, уточненным впоследствии наблюдениями 1940, 1941 гг. А. Ф. Атаманчука и 1954—1957 гг. А. А. Головневой и С. С. Дарбиняна, разрез девонских отложений был подразделен на две согласно залегающие толщи (свиты): «*базальную свиту*» (*пачанскую свиту*) мощностью 500—700 *м*, сложенную конгломератами, состоящими из хорошо окатанной гальки (размером от 0,5 до 5 *см*) гранитов, гранито-гнейсов, кристаллических сланцев и кремнистых пород, разнозернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с мелкой галькой кварца и кремнистых сланцев, белых кварцитовидных песчаников и тонких пачек сланцев (органические остатки отсутствуют), и «*граувакковую свиту*» (*верхнепачанскую свиту*) мощностью 500—1000 *м*, в основном состоящую из известковистых, песчано-глинистых и глинистых сланцев, в основании которых залегают желтовато-серые мелкозернистые известковистые песчаники с прослоями зеленовато-серых алевролитов (10—100 *см*) и линзами известняков.

Многочисленные органические остатки, встреченные в известняках, известковистых песчаниках и в известковистых песчано-глинистых сланцах, по-видимому, верхнепачанской свиты, представлены кораллами, мшанками и стеблями криноидей. Кораллы — *Thamnopora parva* Janet, *Th.* aff. *ratundatum* (Bleinv.), *Th. polyforata* (Schloth.), *T. pulchra* (Tchern.), *Cladopora elegans* Dubat., *Favosites intermedius* Stewart, *Coenites bulvankeri* Dubat., *C.* aff. *subramosus* Lec., *Syringopora* ex gr. *supragigantea* Sok. и др. — свидетельствуют, по данным В. Н. Дубатолова, о среднедевонском, точнее раннеживетском или, возможно, позднеэйфельском) возрасте вмещающих слоев. Мшанки — *Fistulipora* sp., *Fenestella* aff. *kisilschinicum* Nekh., *Orthotetes* sp., *Polypora* sp., *Semicoscinium* ex gr. *ulensis* Nekh., *S. semirotundum* Heritsch, *Hemitrypa* sp. и др. и криноидеи *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat., *Entrochus* cf. *rosacei* Quen., *Cyclocyclicus altus* Yelt. также указывают (В. П. Нехорошев, Р. С. Елтышева) на среднедевонский возраст.

Верхняя часть свиты, представленная мелкозернистыми аркозовыми песчаниками и песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, включает многочисленные раковины брахиопод и стебли криноидей: *Dalmanella* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Schuchertella* ex gr. *chemungensis* Conr., *Chonetes* cf. *mucronata* Hall, *Mucrospirifer mucronatus* (Conr.), *Euryspirifer audaculus* (Conr.), *E. cheehiel* (Kon.), *Spinocyrtia euriteines* (Owen), *Elytha* cf. *fimbriata* (Conr.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Spinatrypa spinosa* (Hall), *Hexacrinites mamillatus* Yelt., et J. Dubat., *Entrochus biarticulatus* Quen. и др. По мнению Н. А. Бубличенко, Д. В. Наливкина, Е. А. Модзалевской и

http://jurassic.ru/

других палеонтологов, указанные выше органические остатки известны в верхах живетского яруса Сибири и в формации Гамильтон Сев. Америки.

Исследованиями в 1958, 1959 гг. С. С. Дарбиняна, Э. Л. Школьника и Г. Р. Шишкиной отложения девонской системы Кур-Урмийского междуречья были подразделены на две согласно залегающие свиты: пачанскую и ниранскую, аналоги «базальной», «граувакковой» или верхнепачанской свит, выделенных в предшествующие годы.

Пачанская свита с резким угловым несогласием залегает на размытой поверхности нижнепротерозойских (?) кристаллических сланцев; она бедна органическими остатками (отпечатки члеников криноидей) и имеет мощность 600—700 *м*. *Ниранская свита* залегает на пачанской согласно, и, по-видимому, в верхней своей части чрезвычайно богата органическими остатками, комплекс которых близок к остаткам фауны формации Гамильтон Сев. Америки и ольдойской свиты Верхнего Приамурья; мощность свиты 1000—1100 *м*.

Предположение, высказанное Е. А. Модзалевской о присутствии в составе девонских отложений толщ древнее живетского яруса, подтвердилось находками Е. И. Бондаренко в 1959 г. в известняках из бассейна р. Кукан остатков четырехлучевых кораллов и трилобитов *Barrandeophyllum* cf. *perplexum* Počta, *Phacops* aff. *cristata* Hall и *Odontochile*? sp., *Anchiopella* (*Anchiopsis*) sp. и *Dalmanites* sp., характерных, по заключению Н. Я. Спасского и З. А. Максимовой, для кобленцского или, значительно реже, низов эйфельского яруса. Еще более древние отложения выделены В. В. Бобылевым (Бобылев и Ливицкий, 1961) на юге Кур-Урмийского междуречья (Среднее Приамурье) в бассейне р. Толуян. Здесь образования девона подразделены на нижнюю и верхнюю свиты. В песчаниках нижней части верхней свиты, залегающей без следов перерыва на конгломератах и песчаниках нижней свиты, встречены остатки более древних трилобитов (*Phacops* aff. *logani* Hall, *Ph.* sp., *Synphoria* sp. и *Calymene* sp.), чем трилобиты, найденные в бассейне р. Кукан.

Значительно южнее, в пределах Урмийского окраинного прогиба (юг Малого Хингана), в районе Добринского хребта, в 1957 г. Л. В. Эйришем и Г. Е. Усановым впервые среди толщ рассланцованных алевролитов (относимых ранее к отложениям пермского времени) были обнаружены органические остатки девона. Л. В. Эйришем отложения девона, залегающие на мраморизованных известняках (лондоковской свите) нижнего кембрия, объединены в добринскую свиту кварцитовидных, аркозовых песчаников и гравелитов, имеющих прослои алевролитов и линзы известняков. Свита состоит из трех подсвит: нижней, средней и верхней. Органические остатки собраны преимущественно в верхней подсвите. Встреченные в средней подсвите отпечатки *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat. хорошо известны как в среднем, так и в нижнем девоне. Комплекс же остатков фауны верхней подсвиты, по заключению Г. Р. Шишкиной, наиболее характерен для живетского яруса среднего девона. Здесь были встречены *Leptaena* cf. *rhomboidalis* Wilck., *Schuchertella* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Mucrospirifer mucronatus* (Conr.), *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat., *H. biconcavus* Yelt., *Entrochus biarticulatus* Quen.

Органические остатки, собранные в этом районе в 1960 г. В. В. Бобылевым, такие, как *Calymene* sp., *Eophacops*? sp., *Synphoroides*? sp., *Dalmanites sp.*, *Schizophoria* sp., *Atrypa*? sp., *Coelospira*? sp. (определения Е. С. Левицкого, М. С. Потаповой), указывают или на более древние отложения среднего девона, или же на нижний девон.

http://jurassic.ru/

Девонские отложения найдены и далеко к северу в бассейне р. Эльги (верхний приток р. Горин), где В. И. Суховым в 1961 г. в известковистых песчаниках обнаружены скелеты тетракораллов *Barrandeophyllum* sp. и *Strigophyllum* sp. nov., свидетельствующих, по мнению Н. Я. Спасского, о среднедевонском (эйфельском) возрасте отложений.

Нилано-Левобуреинский район

В водораздельной части рек Левая Бурея и Амгунь, в пределах Ниланского антиклинория, в 1958—1960 гг. Н. Г. Осиповым и Э. П. Хохловым были впервые обнаружены и изучены девонские образования значительной мощности. В низах разреза здесь выделена *сивакская свита*, подразделенная на две подсвиты. В нижней подсвите (разрез по р. Эбгунь) преобладают кварцевые песчаники, конгломераты и гравелиты с прослоями алевролитов с остатками фауны. Верхняя подсвита, преимущественно состоящая из алевролитов с прослоями песчаников и линзами эффузивов основного состава, органических остатков не содержит. Общая мощность сивакской свиты составляет 1450—1600 *м*.

Возраст сивакской свиты (нижней подсвиты), согласно находкам члеников стеблей криноидей и редких раковин брахиопод *Stropheodonta* sp., *Schellwienella* cf. *umbraculum* Schloth., *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat., *H.* cf. *biconcavus* Yelt. et J. Dubat., *Entrochus dentatus* Quen., *Pentagonocyclicus* ex gr. *imatschensis* Yelt. (определения Г. Р. Шишкиной), среднедевонский.

По данным М. Т. Турбина, сивакская свита с угловым несогласием перекрывается *берендинской свитой*, в составе которой заметное участие принимают кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты и зеленокаменные породы (спилиты и диабазы). Мощность пачек последних достигает 200—250 *м*. Общая мощность свиты 650—1200 *м*.

По р. Нилану в мраморизованных известняках, переслаивающихся с глинисто-кремнисто-серицитовыми сланцами, с яшмами, песчаниками, диабазами и спилитами, Н. Г. Осиповым обнаружены остатки стеблей криноидей, табулят и тетракораллов.

В настоящее время, согласно определению тетракораллов Н. Я. Спасским, возраст берендинской свиты рассматривается как ранний карбон. Далее к востоку пауканская свита, аналогичная по составу с берендинской свитой, наблюдается между озерами Эворон и Чукчагирским.

Связь раннедевонского морского бассейна Дальнего Востока с одновозрастными бассейнами Восточного Забайкалья, Тувы и Северо-Восточной Монголии подтверждается соответствующими комплексами органических остатков. Незначительная связь с восточным — тихоокеанским бассейном доказывается некоторым количеством общих форм, известных также в отложениях Сев. Америки. Наибольшего развития на территории Дальнего Востока достигла среднедевонская морская трансгрессия и главным образом трансгрессия живетского и начала франского века. Ее мощные отложения известны почти на всем протяжении Монголо-Охотской складчатой области. Исключением являются северо-восточные районы, в которых присутствуют лишь образования позднего девона. Распространяясь с востока на запад, эйфельская, живетская и раннефранская морские трансгрессии захватили восточные районы Монголо-Охотской складчатой области (Шантарские острова, Кур-Урмийский район) и далее охватили бассейны рек Зеи и Селемджи, район Верхнего Приамурья и через Восточное Забайкалье

http://jurassic.ru/

проникли в Северо-Восточную Монголию и, возможно, в Казахстан, Алтай и в Кузнецкий бассейн.

О направлении среднедевонской трансгрессии с востока на запад говорит не только увеличение мощности отложений в среднем девоне с запада на восток, но и исключительно широкое распространение органических остатков, несущих элементы тихоокеанской аппалачской зоогеографической провинции (особенно в живетском веке) и подчиненное значение форм, встречающихся в отложениях среднего девона Сибири, Алтая, Монголии. Причем следует указать, что элементы зоогеографических провинций юго-западной части Сибири (Алтайской, Северо-Казахстанской и Монголо-Тувинской) теряются постепенно, при продвижении фауны с востока на запад.

В позднедевонское время морские бассейны сократились и несколько переместились. Отложения их известны в Западном Приохотье, в бассейне р. Зеи, в Верхнем Приамурье и в Восточном Забайкалье. Судя по составу остатков фауны этого периода, влияние тихоокеанской аппалачской зоогеографической провинции на Дальнем Востоке продолжается, хотя несколько и уменьшается к его западным границам.

В Приморье достаточно обоснованных девонских отложений до настоящего времени неизвестно. Некоторые исследователи по литологическим признакам к девону относили известняки и кремнисто-глинистые сланцы (мощностью около 1500 *м*) долины р. Даубихе и глинисто-кремнистые сланцы, зеленые туфогенные песчаники, известняки и мраморы восточных склонов горы Бала-Фу. Однако к югу от Приморья, в Японии, палеонтологически обоснованный девон установлен на северо-востоке о. Хонсю, в горах Китаками. Все это позволяет допускать большое распространение девона на востоке материка.

Девонские отложения мы находим в Северо-Восточном Китае — в бассейне р. Ницзюхе, в Мулинском бассейне (Смирнов, 1954). Здесь в сланцах, известняках и песчаниках были собраны остатки фауны нижнего и среднего девона, по общим комплексам форм напоминающие дальневосточные.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Палеонтологически доказанные отложения карбона известны в районе Верхнего Амура, Зее-Селемджинском, Кур-Урмийском, Нилано-Буреинском и Хабаровском районах. При этом в районе Верхнего Приамурья они относятся к турнейскому и низам визейского ярусов и входят в состав типаринской свиты, которая охарактеризована многочисленными остатками брахиопод из сем. Spiriferidae, родов *Cyrtospirifer, Spirifer, Productus* и *Marginifera* и в меньшей мере мшанками и криноидеями. По р. Зее синхронные с типаринскими образования включают остатки брахиопод, близких по составу к верхнеамурским, указывающих на турнейский возраст этих пород.

В бассейне р. Нилана нижнекаменноугольные отложения пользуются широким распространением, однако фаунистически они охарактеризованы еще недостаточно. Здесь имеется пока лишь единственная находка фауны, которая указывает на принадлежность заключающих их осадков к верхнему девону — нижнему карбону.

Средне- и верхнекаменноугольные отложения известны в Кур-Урмийском междуречье и в районе г. Хабаровска, где они составляют единый непрерывный разрез, в котором отсутствуют несогласия. Литологически эти отложения представлены сравнительно мощным комплексом песчаников, алевролитов, глинистых и кремнисто-гли-

http://jurassic.ru/

нистых сланцев, кремнистых пород, зеленокаменных эффузивов и известняков.

Первые упоминания о каменноугольных отложениях встречаются в статьях П. А. Казанского (1911). Новые данные о верхнем палеозое были получены в 30-х годах А. З. Лазаревым в Кур-Урмийском районе и Б. М. Штемпелем на Сихотэ-Алине. Последующие исследования показали, что «каменноугольные отложения» Кур-Урмийского района фактически являются пермскими. Сведения о каменноугольных отложениях Верхнего Амура принадлежат В. З. Скороходу, В. Н. Яковлеву, Е. А. Модзалевской, Г. Ф. Олькину, А. И. Фрейдину и др.

Богатый материал по карбону был собран в Кур-Урмийском районе А. А. Головневой, С. С. Дарбиняном, Е. И. Бондаренко, М. Т. Турбиным, В. В. Бобылевым и В. И. Суховым. Эти стратиграфические исследования опирались на изучение фаун фораминифер М. И. Сосниной и А. В. Никольской, М. Н. Соловьевой. Важное значение приобрело открытие Н. П. Саврасовым нижнекаменноугольных отложений по правобережью р. Зеи (устье р. Мокчи). Возраст этих отложений установлен А. П. Ротаем на основании изучения фауны брахиопод. В дальнейшем разрез этот изучался М. С. Нагибиной, Ю. П. Рассказовым и др.

Верхнее Приамурье

Впервые в районе Верхнего Амура каменноугольные отложения были установлены в 1911 г. П. А. Казанским. В верховьях р. Тахтамыгды в мергелистых известняках им собраны фаунистические остатки нижнекаменноугольного возраста: *Productus semireticulatus* Mart., *Spirifer striatus* Mart. Позднее В. З. Скороход (1941) по рекам Уруша и Ольдой к этому же возрасту отнес толщу, сложенную преимущественно песчаниками и глинистыми сланцами, из которых В. Н. Яковлевым (1948) были определены: *Productus* ex gr. *proelongus* Siv., *Spirifer planus* Hall, *Sp. catcalicus* Dic., *Sp. mortonacrus* Well., *Syringothyris* sp. Более поздними работами установлено, что нижнекаменноугольные отложения, развитые в бассейне р. Бол. Ольдой, распространяются на запад, в бассейн р. Амазар и на восток, в верховья р. Тахтамыгды.

Нижнекаменноугольные отложения, развитые в бассейне верхнего течения Амура, характеризуются однообразием литологического состава пород и содержащейся в них фауны. Они входят в состав типаринской свиты, отложения которой залегают несогласно на верхнедевонских и более древних образованиях.

Сложена типаринская свита песчаниками, конгломератами, гравелитами, менее глинистыми сланцами. А. И. Фрейдиным описан следующий разрез этой свиты (снизу):

1. Песчаники кварцитовидные, гравелиты и конгломераты с остатками: *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon., *Rhipidomella* aff. *burlingtonensis* Hall, *Pentagonocyclicus radialis* Yelt. и др. . . . . 200 *м*
2. Песчаники кварцевые и аркозовые с прослоями известковистых разностей, содержащих остатки: *Cyrtospirifer* aff. *sibiricus* Leb., *Hypothyris* aff. *acmolla* Nal., *Dictyoclostus deruptus* Rom., *Anthinocrinus carbonicus* Yelt. et Sisovae . . . . . 350—400 „
3. Песчаники полимиктовые с прослоями глинистых сланцев с *Orthotetes keokuk* Hall, *Spirifer mortonanus* Mill., *Sp. plenus* Hall, *Buxtonia* sp. и др. . . . . 200—300 „

Общая мощность 800—900 *м*.

По всему разрезу свиты собраны остатки брахиопод, гастропод и криноидей верхов турнейского и низов визейского ярусов (русаков-

http://jurassic.ru/

ские, ишимские, аккудукские слои Казахстана, формации Берлингтон и Кеокук США): *Orthotetes keokuk* Hall, *Streptorhynchus ruginosum* Hall et Cl., *St. tenuicostatum* Well., *Chonetes ischimica* Nal., *Ch. nalivkini* Monach., *Ch.* aff. *kingirica* Nal., *Dictyoclostus deruptus* Rom., *Productus* aff. *redesdalensis* M.—W., *Buxtonia* sp., *Spirifer* (*Tylothyris*) *lominosus* M'Coy, *Sp. forbesi* Norw. et Pr., *Sp. grimesi* Hall, *Sp. plenus* Hall, *Sp. mortonanus* Mill., *Sp.* cf. *akkuduki* Sim., *Sp.* ex gr. *tornacensis* Kon., *Syringothyris typis* Winch., *Reticularia pseudolineata* Hall, *Athyris lamelloso* (L'Ev.), *At.* aff. *incrassata* Hall, *Camarotoechia laeta* Kon., *Welleria subtrigona* Meek et Wort., *Hypothyris* aff. *akmolla* Nal., *Rhipidomella* aff. *burlingtonensis* Hall, *Mourlonia scalena* Vost., *Platycrinus rygosus* Miller и др.

Зейско-Селемджинский район

К востоку от района Верхнего Амура нижнекаменноугольные отложения установил в 1955 г. Н. П. Саврасов на правом берегу р. Зеи, ниже устья р. Мокчи. Эти отложения представлены здесь преимущественно серыми и зеленовато-серыми песчаниками, переслоенными полосчатыми кремнистыми аргиллитами и глинистыми сланцами, а также известняками. Многочисленные органические остатки, встреченные среди известняков и аргиллитов, представлены главным образом остатками раковин брахиопод: *Rhipidomella* cf. *michelini* L'Ev., *Chonetes hardrensiformis* Rot., *Dictyoclostus crawfordvillensis* Well., *D. deruptus* Rom., *D. burlingtonensis* Hall, *Sp. logani* Hall, *Sp. striatus* Mart., *Sp. ussiensis* Tolm., *Syringothyris texta* Hall, *Schizophoria resupinata* Mart., *Camarotoechia peetzi* Tolm., *C. fallax Peetzi*, *Reticularia pseudolineata* Mart. и др. По заключению А. П. Ротая, указанные остатки фауны характерны для отложений турнейского яруса.

Стратиграфический разрез отложений был описан в 1956 г. М. С. Нагибиной по правому берегу р. Зеи, в 3 *км* ниже устья р. Мокчи, а в 1959 г. он значительно уточнен М. В. Павленко. В обобщенном виде характеристика разреза следующая:

1.	Песчаники мелкозернистые, светло-серого цвета, кварцевые, с маломощными прослоями темно-серых алевролитов; последние иногда с известковистыми конкрециями	150 *м*
2.	Алевролиты темно-серые, с известковистыми конкрециями	37 „
3.	Песчаники мелкозернистые, светло-серого цвета, кварцевые, с прослоями темно-серых кремнистых алевролитов	26 „
4.	Песчаники светло-серые, кварцевые, кремнистые алевролиты темно-серого цвета, иногда с известковистыми конкрециями и песчано-глинистые сланцы, ритмичнопереслаивающиеся	180 „
5.	Песчаники серые, мелкозернистые, с прослоями темно-серых кремнистых алевролитов с остатками *Rhipidomella* sp., *Schizophoria* sp., *Productus semireticulatus* Mart., *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon., *Sp.* ex gr. *missouriensis* Swall., *Poteriocrinus* sp.	64 „
6.	Известняки серого цвета, трещиноватые с остатками *Rhipidomella* sp.	2 „
7.	Алевролиты известковистые, окремнелые, с линзами серых известняков, переслоенные серыми известковистыми песчаниками	15 „
8.	Алевролиты кремнисто-известковистые, переслоенные песчано-глинистыми сланцами с линзами темно-серых известняков	18 „
9.	Алевролиты кремнистые и известково-кремнистые, с известковыми и кремнистыми конкрециями и прослоями мелкозернистых известковистых песчаников и известняков	70 „
10.	Алевролиты кремнистые, полосчатые, переслоенные кварцевыми серыми песчаниками	72 „
11.	Песчаники серые, мелкозернистые, кварцевые и кварц-полевошпатовые, внизу с прослоями темно-серых песчано-глинистых сланцев и аргиллитов, а вверху с прослоем мощностью 10 *м* мелкогалечниковых конгломератов	136 „

http://jurassic.ru/

12. Алевролиты вишнево-красного цвета, переслоенные аркозовыми и известковистыми песчаниками и темно-серыми песчано-глинистыми сланцами . 133 *м*
13. Песчаники и алевролиты зеленовато-серого цвета, ритмичнопереслаивающиеся . . . . . 75 „
14. Песчаники светло-серые, мелко- и среднезернистые, ритмичнопереслаивающиеся с песчано-глинистыми сланцами, переходящие выше по разрезу в полосчатые кремнистые и известковистые алевролиты с линзами и прослоями известняков. В песчаниках и алевролитах найдены остатки *Rhipidomella* sp., *Schizophoria* sp., *Schuchertella* sp., *Chonetes ischimica* Nal., *Productus* cf. *burlingtonensis* Hall., *Spirifer* ex gr. *lutugini* Rotai, *Sp. missouriensis* Swall., *Syringothyris* sp., *Pentagonocyclicus altaicus* Yelt. . 98 „

Суммарная мощность пород по приведенному разрезу 1076 *м*.

Ниланский район

В бассейне среднего и верхнего течения р. Нилан широко распространены среднепалеозойские отложения, представленные мощной толщей песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, с подчиненными прослоями и линзами известняков, диабазов и спилитов. Эта толща известна под наименованием *крестовой свиты*, охарактеризованной фауной позднего девона — раннего карбона. Свита залегает согласно, с постепенным фациальным переходом, на средне-верхнедевонских отложениях и по литологическим признакам подразделяется на *нижнекрестовую* и *верхнекрестовую* подсвиты.

Нижнекрестовая подсвита сложена серицитизированными алевролитами, глинистыми и кремнисто-серицитовыми сланцами и песчаниками, среди которых имеются прослои и линзы спилитов, диабазов и известняков с остатками морских лилий, брахиопод и кораллов плохой сохранности. Глинистые сланцы и алевролиты значительно преобладают над другими породами. Известняки встречаются преимущественно в нижней части подсвиты.

Разрез подсвиты изучен в 1959 г. Н. Г. Осиповым в бассейне р. Сивак (правый приток р. Нилан). Он представляется в следующем виде (снизу):

1. Известняки . . . . . 20 *м*
2. Сланцы актинолит-хлоритовые . . . . . 140 „
3. Глинистые сланцы, серицитизированные . . . . . 45 „
4. Песчаники мелкозернистые, рассланцованные . . . . . 80 „
5. Глинистые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками с линзами известняков . . . . . 40 „
6. Сланцы кремнисто-серицитовые, тонкополосчатые . . . . . 35 „
7. Рассланцованные алевролиты, чередующиеся с тонкозернистыми песчаниками . . . . . 20 „
8. Сланцы серицито-кремнистые . . . . . 26 „
9. Песчаники крупнозернистые, рассланцованные . . . . . 50 „
10. Глинистые сланцы серицитизированные . . . . . 200 „
11. Сланцы кремнисто-серицитовые . . . . . 58 „
12. Глинистые сланцы серицитизированные . . . . . 15 „
13. Палеотипные эффузивы спилито-диабазового состава, рассланцованные 20 „
14. Кварциты слабо рассланцованные . . . . . 10 „
15. Кремнистые сланцы кварцитовидные, с мелкими линзами известняков 30 „
16. Глинистые сланцы серицитизированные, с редкими прослоями кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев . . . . . 40—50 „

Общая мощность подсвиты около 850 *м*.

В алевролитах и песчаниках нижнекрестовой подсвиты Н. Г. Осиповым были собраны остатки брахиопод и мшанок плохой сохранности, для которых, по предварительным данным Г. Р. Шишкиной и О. Ф. Лазуткиной, указывался широкий возрастной предел — от девона по нижний карбон включительно. Находки остатков представителей мшанок *Fenestella* sp., *Reteporidra* sp., *Rhombopora*? sp., *Sulcoretepora* sp. и *Batostomella*? sp. не исключают и девонский возраст свиты. Однако согласное залегание крестовой свиты на берендинской, по пред-

http://jurassic.ru/

варительным данным, рассматриваемой как средне-позднедевонская, позволило отнести крестовую свиту к образованиям позднего девона — раннего карбона. Возраст и положение берендинской свиты требуют уточнения.

Верхнекрестовая подсвита представлена переслаивающимися пестроокрашенными кремнистыми и кремнисто-серицитовыми сланцами, спилитами и диабазами с подчиненными прослоями и линзами алевролитов, песчаников и известняков с остатками криноидей плохой сохранности.

Следующий разрез подсвиты составлен Н. Г. Осиповым в бассейне р. Сивак (снизу):

1.	Сланцы серицито-кремнистые и глинисто-кремнистые с прослоями и линзами алевролитов и эффузивов спилито-диабазового состава	100 *м*
2.	Палеотипные эффузивы спилито-диабазового состава с будинированными прослоями кремнисто-глинистых сланцев	40 „
3.	Кремнисто-глинистые сланцы темно-серого цвета	25 „
4.	Палеотипные эффузивы спилито-диабазового состава, рассланцованные, темно-зеленого цвета	115 „
5.	Алевролиты полосчатые, с линзами песчаников	20 „
6.	Песчаники серые, рассланцованные	20 „
7.	Кремнисто-глинистые сланцы темно-серого цвета с тонкими слойками туфов основных эффузивов	80 „
8.	Палеотипные эффузивы спилито-диабазового состава	50 „
9.	Кремнисто-глинистые сланцы темно-серого цвета	25 „
10.	Сланцы кремнистые и глинистые с линзами палеотипных эффузивов спилито-диабазового состава	250—300 „

Мощность верхнекрестовой подсвиты составляет 725—775 *м*.

Кур-Урмийский район

К востоку и к югу от бассейна р. Нилан, в пределах Сихотэ-Алиньской складчатой области, отложения турнейского яруса не установлены. Отложения визейского яруса известны в Приморье (Центрально-Сихотэ-Алиньский, Южно-Приморский и Ольга-Тетюхинский районы, Елисеева, 1957), где они залегают на размытой поверхности докембрийского кристаллического комплекса.

Возможно к турнейскому или началу визейского времени следует отнести формирование покровов кислых эффузивов, установленных в Кур-Урмийском междуречье (левобережье р. Сынчуги). В составе покровов преобладают желтовато-серые, голубовато-бурые и розовато-желтые кварцевые порфиры. Им подчинены фельзиты, фельзит-порфиры, пепловые туфы и туфовые брекчии кварцевых порфиров. Вулканические образования прорваны интрузиями позднепалеозойских гранитов, а их галька содержится во внутриформационных конгломератах нижне-среднекаменноугольного возраста. Мощность толщи эффузивов 250—300 *м*.

Покровы близких по составу к вулканогенным образованиям встречены также на юге Малого Хингана (район Набатовских сопок и Шуки-Поктойской горной группы), где они, по данным А. П. Глушкова, лежат на глубоко размытой поверхности среднедевонских и более древних образований и перекрыты с угловым несогласием морскими отложениями верхней перми, триаса и юры. По петрографическому составу южнохинганские эффузивы подразделены А. П. Глушковым на две свиты: нижнюю — *шуки-поктойскую* и верхнюю — *набатовскую*. Первая из них представлена кварцевыми порфирами, фельзитами, кварцевыми порфиритами, их туфами и лавобрекчиями и девитрифицированными стеклами, среди которых резко подчиненное значение имеют лавобрекчии порфиритов, пелитовые туффиты и углистые сланцы. Набатовская свита в нижней части сложена преимущественно лавобрек-

http://jurassic.ru/

чиями и туфами порфиритов, а в верхней — плагиоклазовыми порфиритами.

К нижнему и среднему отделам каменноугольной системы относится *иолинская свита*, впервые выделенная в 1956 г. А. А. Головневой в бассейне среднего течения р. Кур. Выходы пород свиты известны на ограниченной площади в бассейне руч. Иоли (левый приток р. Улун). Базальные слои свиты не обнажены. Видимая часть разреза ее сложена почти нацело алевролитами. Лишь в редких случаях среди последних наблюдаются прослои и линзы глинистых сланцев, песчаников, внутриформационных конгломератов, спилитов, диабазовых порфиритов и известняков. Алевролиты отличаются темно-серым до черного цветом, обусловленным наличием тонкораспыленного углистого материала, и неправильно-плитчатой, часто скорлуповатой отдельностью. В истоках руч. Иоли в верхних горизонтах свиты имеются линзы внутриформационных конгломератов со своеобразным алевролитовым цементом. Нижняя граница линз всегда четкая, иногда со следами размыва подстилающих слоев. Верхний же контакт расплывчатый. Наблюдается постепенное уменьшение величины и количества гальки снизу вверх по линзе и плавный переход в алевролиты. В составе гальки конгломератов установлены алевролиты, кварц, кварцевые порфиры, фельзиты, кремнистые породы и пегматоидные граниты. К юго-востоку, в 5—6 *км* от истоков руч. Иоли, к верхним горизонтам свиты приурочены линзы спилитов, диабазовых порфиритов и известняков.

Сборы фауны фораминифер из линз известняков были изучены А. В. Никольской, указывающей, что наряду с фораминиферами, встречающимися в самых верхах намюрского яруса — *Pseudoendothyra* cf. *struvei* (Moeller), *Eostaffella* aff. *paraprotvae* Raus., *E. prisca* Raus., встречаются виды, переходные от верхов намюрского к низам башкирского яруса. К таким видам относятся *Pseudoendothyra* cf. *mathildae* (Dutk.), *Mediocris breviscula* (Gan.), *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* Raus., *Endothyra bradyi* var. *bradyi* Mikh.

Видимая мощность иолинской свиты 560 *м*.

Объединенные в Кур-Урмийском междуречье отложения среднего и верхнего отделов известны под названием *улунской свиты*. Выделена она в 1956 г. А. А. Головневой в бассейне р. Улун. В дальнейшем отложения улунской свиты были установлены Е. И. Бондаренко на левобережье среднего течения р. Кур, в бассейнах рек Кукана и Почечуни и далее к югу В. В. Бобылевым на Поликанском и Охчинском хребтах.

Повсеместно улунская свита обнажена в ядрах крупных антиклинальных складок северо-восточного простирания, крылья которых сложены пермскими отложениями. Контакты свиты с подстилающими нижне-среднекаменноугольными и перекрывающими нижнепермскими образованиями, по данным В. И. Сухова и В. В. Бобылева, согласные. Разрезы свиты сравнительно выдержаны на большом протяжении. В основании свиты всегда залегают песчаники, сменяющиеся выше глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, а затем кремнистыми породами и зеленокаменными эффузивами. Непостоянны в свите известняки. Они образуют линзы (от 5—10 *см* до 200 *м* по мощности) преимущественно в нижней и средней частях свиты *. Мощность свиты как правило, возрастает в направлении с северо-запада на юго-восток.

В бассейнах верхнего течения рек Улун и Кукан улунская свита обнажена в виде полосы северо-восточного простирания протяженно-

* Предполагается, что большинство линз известняков в верхнем палеозое представляют собой рифы (рифовые массивы).— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

стью более 60 *км* при ширине от 2 до 15 *км*. С северо-запада эта полоса ограничена широкой зоной тектонических разрывов северо-восточного простирания (Куканская зона разлома).

Изменения в строении, составе и мощности свиты можно проследить по серии разрезов, составленных в бассейне рек Улуна и Кукана. На крайнем северо-западе, в бассейнах руч. Иоли и р. Прав. Улун, на алевролитах иолинской свиты согласно залегает пачка мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников мощностью 150—215 *м*. Выше песчаников следуют глинистые сланцы, часто переходящие по простиранию и вверх по разрезу в кремнисто-глинистые сланцы. В низах пачки сланцев залегают линзы известняков с остатками фораминифер, характерных для московского яруса *Tetrataxis* sp., *Bradyina* sp., *Schubertella* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Profusulinella* sp., *Fusulinella* aff. *subpulchra* Putrja, *F.* sp. (определения А. В. Никольской). В верхней части пачки содержится второй горизонт известняков, ассоциирующийся с линзами диабазов и спилитов. В известняках содержатся остатки фораминифер, характеризующих слои, переходные от верхов московского яруса до низов верхнего карбона — *Bradyina* sp., Textulariidae, *Schubertella* sp., *Fusulinella* aff. *bocki* Moeller, *F.* cf. *praebocki* Raus., *F.* sp., *F.* (?) sp.

Мощность сланцев в бассейнах руч. Иоли и р. Прав. Улун 75—100 *м*. Разрез свиты венчают здесь светло-серые плотные кремнистые породы мощностью 50—100 *м*. Суммарная мощность улунской свиты в бассейнах руч. Иоли и р. Прав. Улун 300—400 *м*.

По мере продвижения к юго-востоку мощность свиты возрастает. Так, в бассейне руч. Рогатого (правый приток р. Улун) разрез свиты, по Е. И. Бондаренко и В. И. Сухову, следующий (снизу):

1. Песчаники мелко- и среднезернистые, полимиктовые, серого цвета . .	150 *м*
2. Кремнисто-глинистые сланцы черного цвета, переходящие по простиранию к северо-западу в глинистые сланцы; последние заключают рифовый массив известняков, содержащих (в различных своих частях) фауну фораминифер среднего и верхнего карбона	300—350 „
3. Кремнистые породы серого, светло-серого цвета	250 „
Общая мощность разреза 700—750 *м*.	

Рифовый массив известняков имеет в плане овальную форму площадью около 5 *км*^{2}. В северной части массива в известняках А. В. Никольской обнаружены среднекаменноугольные фораминиферы: *Profusulinella subovata* Saf., *P. ovata* Raus., *P.* ex gr. *rhomboides* (Lee et Chen), *P. chernovi* Raus.

В образцах известняков из западной и южной частей рифового массива определены фораминиферы верхнего карбона: *Schubertella* aff. *transitoria* Staff et Wedek., *Sch.* sp., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F.* sp., *Triticites paramontiparus* Rasov.

В восточной части массива известны массовые скопления мшанок. Дальше к юго-востоку строение свиты все более усложняется. Здесь вместе с увеличением мощности отложений наблюдается более сложная перемежаемость пород различного состава, появляются значительные по мощности прослои и линзы зеленокаменных эффузивов.

По долине р. Лев. Кукан строение свиты (по Е. И. Бондаренко) следующее (снизу):

1. Песчаники среднезернистые, желтовато-серого цвета, переходящие постепенно вверх по разрезу в мелкозернистые песчаники. В верху алевролиты, переслаивающиеся с глинистыми сланцами	100—150 *м*
2. Кремнистые породы с линзами яшм, диабазов и мраморизованных известняков	60 „
3. Алевролиты темно-серые с прослоями песчаников	170 „
4. Глинистые сланцы темно-серого цвета	85 „

http://jurassic.ru/

5. Кремнистые породы серого цвета с прослоями яшм . . . . . 80 *м*
6. Диабазы и спилиты серо-зеленого цвета . . . . . 165 „
7. Кремнистые породы, пятнисто-окрашенные в серый и розовый цвета 125 „
8. Алевролиты с прослоями песчаников . . . . . 85 „
9. Глинистые сланцы темно-серого цвета . . . . . 80 „
10. Кремнисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников . . . . 150 „
11. Алевролиты темно-серые . . . . . 20 „
12. Известняки светло-серые, с розоватым оттенком, участками перекристаллизованные, содержат остатки верхнекаменноугольных фораминифер: *Triticites* cf. *ohiocusis* Thompson, *Tr.* cf. *pseudoarcticus* Raus., *Tr.* sp. . . . . 10 „
13. Кремнистые породы с прослоями алевролитов и известняков . . . 35 „

Суммарная мощность свиты по разрезу 1215 *м*.

На левобережье среднего течения р. Кур улунская свита имеет аналогичное строение. Здесь также четко выделяются две пачки: нижняя — песчаников и верхняя — глинистых, кремнисто-глинистых сланцев и кремнистых пород. Верхняя часть свиты охарактеризована позднекаменноугольными фораминиферами *Triticites* cf. *ohiocusis* Thompson, *Tr.* cf. *pseudoarcticus* Raus., *Tr.* sp.

В бассейне р. Почечуни в строении обнаженной части улунской свиты принимают участие, по крайней мере, пять пачек пород. Первую, нижнюю пачку, представляют преимущественно алевролиты, реже глинистые сланцы и песчаники. Мощность нижней пачки не менее 330 *м*. Вторую пачку слагают известняки, переходящие часто по простиранию в известняковые гравелиты. Мощность пачки 44—116 *м*. Третья пачка сложена на западе кремнистыми породами, содержащими пласты туфов кислых эффузивов и пластовые залежи диабазов, а по мере продвижения к востоку главное значение в ее составе начинают приобретать алевролиты и известняки; мощность 215—390 *м*. Четвертая пачка представлена известняками мощностью 110—125 *м*. Венчает разрез пачка, состоящая из чередования пластов кремнистых пород, глинистых, кремнисто-глинистых сланцев и известняков; мощность 115 *м*.

Суммарная мощность улунской свиты в бассейне р. Почечуни 900—1000 *м*.

В известняках нижней части свиты содержатся обильные остатки фораминифер, среди которых А. В. Никольской определены *Schubertella obscura* Lee et Chen., *Sch.* sp., *Profusulinella* ex gr. *parva* (Lee et Chen), *P.* cf. *librovitchi* (Dutk.), *P. ovata* Raus., *P.* cf. *parva* (Lee et Chen), *P.* sp., *Fusulinella* sp., *Pseudostaffella* sp. В верхней части свиты собраны *Fusulinella* sp., *Triticites* cf. *montiparus* (Ehrenb. emend. Moller), *Tr. paramontiparus* Rosov., *Tr.* ex gr. *schwagerini-formis* Raus., *Tr.* cf. *stuckenbergi* Raus., *Tr.* sp.

На Поликанском и Охчинском хребтах нижнюю часть разреза улунской свиты, согласно В. В. Бобылеву, слагают глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, содержащие прослои кремнистых пород и алевролитов, а также линзы известняков (в верхах нижней части свиты) с *Triticites* sp. nov. — примитивная форма из группы *Triticites montiparus*, *Obsoletes* sp. nov. Мощность нижней части свиты 250—300 *м*. Верхнюю ее часть мощностью 500—650 *м* слагают алевритистые глинистые сланцы и алевролиты с прослоями песчаников, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев.

Суммарная видимая мощность улунской свиты на Поликанском и Охчинском хребтах 750—950 *м*.

Характерной особенностью свиты следует считать постепенную смену снизу вверх по разрезу грубозернистых пород более тонкозернистыми, вплоть до хемогенных.

http://jurassic.ru/

Таким образом, повсюду в Кур-Урмийском междуречье разрезы средне-верхнекаменноугольных отложений имеют сходное строение и характеризуются в общем однотипным составом фауны.

Представляется возможным выделить в средне-верхнекаменноугольных отложениях Кур-Урмийского междуречья три микрофаунистические зоны: зону с *Profusulinella subovata, P.* ex gr. *rhomboides, P. chernovi*, соответствующую нижней части московского яруса, зону с *Fusulinella* aff. *subpulchra, F.* sp., *Profusulinella* sp., *Pseudoendothyra* sp., отвечающую верхней части московского яруса, и зону с массовыми скоплениями тритицитов — *Triticites paramontiparus, Tr. montiparus, Tr.* sp., соответствующую тритицитовому горизонту западного склона Урала, Русской платформы, Самарской Луки и нижней части серии Тайюань Китая. Связующими звеньями между двумя последними зонами являются, по-видимому, слои с *Fusulinella* aff. *bocki, F.* cf. *praebocki, F.* sp. и примитивными из группы *Triticites montiparus*.

Хабаровский район

В районе г. Хабаровска синхронные с отложениями улунской свиты образования известны под названием воронежской свиты. Эта свита была выделена в 1930 г. А. А. Леонтовичем, В. Д. Принадой и А. В. Пэком (1932). Позднее она изучалась С. И. Гороховым, А. И. Савченко, В. Г. Варнавским и Л. С. Устиновой, В. М. Никольским.

Свита сложена мощной толщей алевролитов, песчаников, кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев, среди которых имеются прослои глинистых сланцев, аргиллитов, туфогенных пород, диабазовых порфиритов и известняков.

Разрез воронежской свиты изучен в 1960 г. В. М. Никольским. Он представляется в следующем виде (снизу):

1. Алевролиты и песчаники с прослоями аргиллитов и глинистых сланцев (флишоидная пачка)	600—650 *м*
2. Туфы и туфогенные песчаники с прослоями алевролитов и кремнисто-глинистых листоватых сланцев	550—600 „
3. Листоватые глинисто-кремнистые сланцы с прослоями яшмовидных кремнистых пород, диабазовых порфиритов с чечевицами известняков с остатками фораминифер: *Triticites aff. paraschwageriniformis* Rasov., *Tr.* ex gr. *arcticus* (Schellw.), *Tr.* sp.	600—650 „
4. Кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы с прослоями туфогенных пород, алевролитов и марганцевых руд	550—600 „
Суммарная мощность пород по разрезу 2300—2500 *м*.	

Комплекс приведенной выше фауны отнесен А. В. Никольской к верхнему каменноугольному возрасту.

В. Г. Варнавский вулканогенно-кремнистые и терригенные породы, развитые в районе Воронежских высот, параллелизует с краснореченской свитой верхнего триаса, считая, что округлые линзы известняков с палеозойской фауной являются «экзотическими» валунами, захороненными в момент накопления осадков воронежской свиты. В. М. Никольский и большинство других геологов считают воронежскую свиту верхнепалеозойской.

Из изложенного видно, что к югу от Южно-Тукурингрского района, в пределах Ольдойского краевого поднятия Монголо-Охотской геосинклинальной области известны только морские отложения раннекаменноугольного возраста, тогда как в Сихотэ-Алиньской геосинклинальной области разрез карбона более полный. На юго-восточной окраине Буреинского массива в это время происходило накопление континентальных вулканогенных толщ.

http://jurassic.ru/

На территории Сихотэ-Алиньской геосинклинальной области в визейский век накапливались мелководные морские глинисто-алевролитовые осадки и с этого времени, в течение карбона и ранней перми, эта территория испытывала более или менее устойчивые погружения. В средне- и позднекаменноугольное время, в процессе преимущественно нисходящих движений, накапливались мощные глинисто-сланцевые толщи. Присутствие в разрезах этих толщ спилитовых и диабазовых пород, частая перемежаемость пород различного состава свидетельствуют о непрекращающихся колебательных движениях, сопровождающихся подводным вулканизмом.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения были еще недавно известны только в пределах Сихотэ-Алиньской складчатой области. В этой области прослеживаются две полосы широкого развития отложений пермского возраста. Одна из них, западная, протягивается от хребтов Бол. и Мал. Чурки и Ульдура на северо-восток в бассейны рек Урми, Кура и Горина; вторая прослеживается параллельно первой вдоль западного склона хр. Сихотэ-Алинь. Южная часть последней располагается на территории Приморского края.

Большое значение приобретают новые находки в верхнепалеозойских (верхнекаменноугольных — нижнепермских, скорее нижнепермских) отложениях на северном склоне хр. Джагды, охарактеризованных фораминиферами. Они намечают пути проникновения морской пермской фауны вдоль Охотской ветви Монголо-Охотской геосинклинальной области с востока на запад в район Восточного Забайкалья.

На территории Амурской области и Хабаровского края в настоящее время выделяются оба отдела пермской системы. Нижнепермские отложения распространены в Кур-Урмийском междуречье, в районе г. Хабаровска и вдоль западного склона хр. Сихотэ-Алинь.

Фаунистически охарактеризованные верхнепермские отложения распространены более широко. Они известны в Чурки-Нижнеурмийском районе, в Кур-Урмийском и Кур-Горинском междуречьях, на хребтах Вандан и Горбыляк, в районе г. Хабаровска, в среднем и северном Сихотэ-Алине. Условно к верхней перми относятся некоторые толщи в Зейско-Селемджинском, Верхне-Буреинском районах и Амгунь-Дукинском междуречье. Эти отложения в нижней части представлены нередко мощным комплексом конгломератов, песчаников и алевролитов, и залегают трансгрессивно, с угловым несогласием на подстилающих отложениях.

Пермские отложения впервые были установлены Э. Э. Анертом (1911), который среди пород, распространенных в районе г. Хабаровска, обнаружил фораминиферы *Neoschwagerina*. В 1929 г. в Биробиджанском районе Б. С. Домбровский указал на наличие морских пермских слоев с брахиоподами и 386 слоев с отпечатками растений *Psygmophyllum*. В 30-х годах А. З. Лазарев и затем А. Ф. Атаманчук в Кур-Урмийском районе и И. Г. Козлов в центральном Сихотэ-Алине (бассейн р. Хор) доказали широкое распространение пермских отложений значительной мощности. А. З. Лазареву принадлежит первая схема стратиграфии пермских отложений Кур-Урмийского района. В конце 40-х и начале 50-х годов верхнепермские отложения с фауной фораминифер были обнаружены в восточных отрогах хр. Джаки-Унахта-Якбыяна (вблизи ст. Сельгон) и в центральном Сихотэ-Алине (бассейны рек Кабули и Кафэ) (П. Боровиков, В. К. Елисеева и Е. Б. Бельтенев).

http://jurassic.ru/

Определениями Г. А. Дуткевича и М. И. Сосниной было впервые установлено наличие среди фораминифер представителей родов *Colaniella* и *Reichelina*, известных из верхнепермских отложений Дальнего Востока, Индии и юго-восточного Памира. В последующие годы существенный вклад в изучение перми рассматриваемой части Дальнего Востока внесли М. Г. Золотов, Ю. А. Альбов, А. А. Головнева, А. П. Глушков, Н. К. Осипова, Е. И. Бондаренко, А. И. Савченко, С. С. Дарбинян, В. М. Никольский, В. Г. Варнавский, Л. С. Устинова, В. И. Сухов, С. И. Горохов, В. В. Бобылев, М. Т. Турбин и др.

Кур-Урмийский район

Отложения нижней перми в Кур-Урмийском междуречье слагают почти целиком Поликанский и Охчинский хребты и отсюда протягиваются широкой полосой к северу, в бассейн среднего течения р. Кур. Здесь они залегают согласно, без видимых следов перерыва, на каменноугольных отложениях.

По литолого-фациальным и палеонтологическим признакам весь комплекс нижнепермских осадков четко подразделяется на три согласно залегающие между собой свиты, впервые выделенные в 1956 г. Ю. А. Альбовым: нижнюю — улькукскую, среднюю — куканскую и верхнюю — санарскую *.

Улькукская свита охватывает швагериновый горизонт и самые низы выделенной М. И. Сосниной и А. В. Никольской зоны с *Pseudofusulina vulgaris*.

Литологический состав свиты весьма четкий; в основании ее повсюду залегают песчаники, сменяющиеся алевролито-сланцевыми и кремнистыми породами. Встречаются прослои и линзы известняков, локализующиеся обычно в нижней и средней частях свиты.

С северо-запада (от восточной окраины Буреинского массива) на юго-восток, вкрест простирания свит, слагающих нижнепермские отложения, мощность песчаников, залегающих в основании свиты, возрастает от 300—350 до 800 *м*. В этом направлении изменяется и разрез. Если на северо-западе выше песчаников залегают алевролиты, то по мере продвижения к юго-востоку последние переходят в глинистые, а затем кремнисто-глинистые сланцы. Происходит также некоторое уменьшение мощности алеврито-сланцевых пород, но одновременно с этим возрастает мощность кремнистых пород, венчающих разрез свиты.

Ниже приводится описание главнейших типов разрезов улькукской свиты.

В бассейне р. Талаяна (правый приток р. Улуна) на каменноугольных отложениях без видимых следов перерыва залегают следующие породы (снизу):

1. Песчаники серые и светло-серые, мелкозернистые	250—300 *м*
2. Кремнисто-глинистые сланцы темно-серого цвета	50 „
3. Спилиты серо-зеленого цвета, ассоциирующие с яшмовидными кремнистыми породами	50 „
4. Алевролиты от темно-серых до черных, в верхней части с линзами известняков, содержащих *Schubertella* sp., *Triticites* (?) sp., *Pseudofusulina* (?) sp.	620 „

Суммарная мощность свиты по разрезу 970—1020 *м*.

К юго-востоку от бассейна р. Талаян в составе свиты все большую роль приобретают глинистые и кремнисто-глинистые сланцы,

* Почти одновременно А. А. Головневой в том же районе были описаны ярапская, утанакская и джиакуньская свиты для одновозрастных отложений.

http://jurassic.ru/

а алевролиты исчезают. Так, по правому берегу р. Кура, выше устья р. Улуна, В. И. Суховым составлен следующий разрез улькукской свиты (снизу).

1.	Песчаники серые, мелко- и среднезернистые	270 *м*
2.	Глинистые сланцы темно-серого цвета, чередующиеся с желтовато-серыми, мелкозернистыми песчаниками	50 „
3.	Глинистые сланцы темно-серого цвета, переходящие по простиранию в кремнисто-глинистые сланцы	250 „
4.	Кремнистые породы серого цвета	45 „

Общая мощность разреза 615 *м*.

Наиболее полный разрез этой же свиты наблюдался В. И. Суховым по левому берегу р. Кура, ниже устья р. Дукуна. Здесь выходят (снизу):

1.	Песчаники полимиктовые, среднезернистые, с включениями уплощенных обломочных черных глинистых пород	20 *м*
2.	Песчано-глинистые «мусорные» породы, содержащие обломки черных глинистых и зеленовато-серых кремнистых пород	25 „
3.	Песчаники среднезернистые, серого цвета	250 „
4.	Песчаники мелкозернистые	510 „
5.	Песчаники среднезернистые, находящиеся в линзовидно-слоистом переслаивании с глинистыми сланцами	50 „
6.	Песчаники темно-серые, мелкозернистые, чередующиеся с черными тонкослоистыми глинистыми сланцами	50 „
7.	Глинистые сланцы темно-серого цвета со слойками и линзами светло-серых песчаников	110 „
8.	Песчаники серые, мелкозернистые	15 „
9.	Кремнисто-глинистые сланцы темно-серого цвета	300 „
10.	Кремнистые породы серого цвета	15 „
11.	Кремнисто-глинистые сланцы, содержащие большое количество прослоев мощностью до 10 *см* кремнистых пород	170 „
12.	Кремнистые породы темно-серого цвета	60 „

Общая мощность свиты по разрезу 1575 *м*.

В междуречье Санар — Мал. Ниран в составе улькукской свиты широко распространены кремнистые породы. Разрез свиты здесь следующий (снизу):

1.	Песчаники средне- и крупнозернистые, с включениями обломков черных глинистых пород	155 *м*
2.	Алевролиты слоистые, темно-серые	40 „
3.	Песчаники мелкозернистые, серые и светло-серые	260 „
4.	Глинистые сланцы темно-серого цвета, участками окремнелые	30 „
5.	Кремнисто-глинистые сланцы темно-серые, участками насыщенные прослоями кремнистых пород, вверху с линзами известняков, содержащих *Pseudofusulina* sp.	260 „
6.	Кремнистые породы серого, светло-серого цвета, иногда с линзами зеленовато-серых кремнистых пород	400 „

Суммарная мощность свиты по разрезу 1145 *м*.

В бассейне р. Почечуни в составе улькукской свиты также четко выделяются три пачки пород, нижняя из которых сложена песчаниками, средняя — алевролитами и сланцами и верхняя — кремнисто-глинистыми и кремнистыми породами.

В верхнем течении р. Почечуни В. И. Суховым составлен следующий разрез свиты (снизу):

1.	Песчаники грубозернистые, грязно-серого цвета с включениями обломков глинистых, реже кремнистых пород	75 *м*
2.	Песчаники среднезернистые, серые с включениями обломков черных глинистых пород	200 „
3.	Алевролиты темно-серые, со слойками и линзами мелкозернистых песчаников	100 „
4.	Песчаники мелко- и среднезернистые, светло-серые	320 „
5.	Алевролиты темно-серого цвета с линзами светло-серых мелкозернистых песчаников	50 „
6.	Кремнистые породы светло-серого цвета	55 „
7.	Алевролиты темно-серые, слоистые с линзами и прослоями желтовато-серых песчаников	170 „

http://jurassic.ru/

8.	Чередование прослоев песчаников (1—3 *см*) и песчано-глинистых сланцев (2—3 *см*)	40 *м*
9.	Песчано-глинистые сланцы темно-серого цвета	45 „
10.	Глинистые сланцы темно-серого цвета с линзами и прослоями кремнистых пород	65 „
11.	Кремнисто-глинистые сланцы черного цвета	20 „
12.	Глинистые сланцы темно-серые	20 „
13.	Кремнисто-глинистые сланцы темно-серого цвета с линзами светло-серых кремнистых пород	45 „

Общая мощность разреза 1205 *м*.

В бассейне среднего течения р. Почечуни в разрезе улькукской свиты широко развиты известняки. На средне-верхнекаменноугольных отложениях согласно залегают, по В. И. Сухову, следующие образования (снизу):

1.	Кремнисто-песчаные породы, состоящие из разнозернистой, плохо сортированной песчаной массы, сцементированной кремнистым материалом	1,2 *м*
2.	Кремнисто-глинистые сланцы темно-серого, почти черного цвета, замусоренные песчаным материалом	5 „
3.	Известняки окремнелые, темно-серого цвета	1 „
4.	Известковые осадочные брекчии. Остатки фораминифер	2,5 „
5.	Алевропелиты темно-серого цвета	3 „
6.	Известняки, замусоренные терригенным материалом. Остатки фораминифер	16 „
7.	Песчаники мелкозернистые, известковистые, темно-серые	8,5 „
8.	Известковые осадочные брекчии и известняки с остатками фауны фораминифер	16 „
9.	Известняки серого цвета	14 „
10.	Песчано-глинистые сланцы темно-серого цвета	12 „
11.	Известняки серые до темно-серых с редкими прослоями, мощностью до 2 *м*, глинистых сланцев	16 „
12.	Песчаники мелкозернистые, серые и желтовато-серые	150—200 „
13.	Известняки окремнелые серого цвета	26 „
14.	Известняки темно-серые, с прожилками крупнозернистого карбоната	20 „
15.	Песчаники мелкозернистые, белесовато-серые	15 „
16.	Глинисто-кремнистые породы зеленовато-серого цвета с реликтами радиолярий	30 „
17.	Известняки темно-серые с остатками фораминифер	4 „
18.	Песчано-глинистые сланцы темно-серого цвета с редкими линзами известняков	50 „

Суммарная мощность пород по разрезу 390—440 *м*.

Среди фораминифер из нижней части разреза А. В. Никольской определены *Schubertella* sp., *Triticites* (?) sp., *Pseudofusulina* sp. Известняки верхней части разреза свиты содержат *Pseudofusulina* ex gr. *vulgaris* (Schellw. et Dyhrenf.) и *P.* ex gr. *kraffti* (Schellw. et Dyhrenf.), которые, по заключению А. В. Никольской, широко распространены в нижнепермских отложениях Средней Азии, Китая и Японии.

На правобережье р. Ниран и в бассейне р. Улсы в разрезе улькукской свиты также широко развиты известняки. Здесь, в низах свиты, в 1936 г. А. З. Лазаревым были найдены *Schwagerina* sp. nov. ex gr. *fusiformis* Krotow, *Schw.* sp. nov. ex gr. *moelleri* Raus., которые, по мнению определявшей их Д. М. Раузер-Черноусовой, характерны для швагеринового горизонта.

На Поликанском и Охчинском хребтах, по данным В. В. Бобылева, в основании свиты залегают песчаники, сменяющиеся выше чередующимися между собой алевролитами, тонкозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами с линзами известняков. Последние содержат фораминиферы, членики криноидей, обломки раковин брахиопод и мшанки. Среди фораминифер М. Н. Соловьевой определены следующие формы, характеризующие швагериновый горизонт: *Tetrataxis* ex gr. *minima* Lee et Chen, *Climacammina* sp., *Schubertella* ex gr. *obscura*

http://jurassic.ru/

Lee et Chen, *Pseudofusulina regularis* (Schellw.), *P.* ex gr. *pusilla* (Schellw.), *P.* ex gr. *gregaria* (Lee), *P.* sp., *Schwagerina* sp., *Acervoschwagerina* sp.

Более высокие горизонты свиты представлены темно-серыми плотными алевролитами и тонкозернистыми песчаниками с редкими линзами и прослоями кремнистых пород. В верхних частях разреза исчезают песчаники, появляются глинистые сланцы, увеличивается роль кремнистых пород.

Суммарная мощность улькукской свиты на Поликанском и Охчинском хребтах 850—1100 *м* (рис. 21).

Куканская свита состоит из палеотипных эффузивов основного и среднего состава. Она впервые была выделена в 1956 г. Ю. А. Альбовым в бассейне р. Кукана. А. З. Лазарев называл ее «зеленоцветной» свитой. В дальнейшем А. А. Головнева, Н. К. Осипова, Е. И. Бондаренко аналогичные образования выделяли под названием утанакской свиты. Для нижнепермской толщи палеотипных эффузивов необходимо по праву приоритета сохранить название «куканская свита». В бассейне р. Утанака, где была впервые выделена утанакская свита, она по возрасту должна быть отнесена к поздней перми.

Образования куканской свиты в Кур-Урмийском междуречье наиболее широко распространены на лево- и правобережье среднего течения р. Кукана и на Куканском хребте, откуда они распространяются к северу, в бассейн р. Улуна, и к югу, юго-востоку в пределы Поликанского и Охчинского хребтов. Повсюду куканская свита залегает согласно на подстилающих ее отложениях улькукской свиты.

В составе свиты принимают участие палеотипные эффузивы основного и среднего состава и их туфы, кремнистые породы различной окраски, глинистые сланцы, алевролиты и песчаники. В Поликанском и Охчинском хребтах встречаются маломощные прослои туфов кислых эффузивов. Реже отмечаются линзы и прослои известняков. В целом куканская свита резко отличается от всех других свит карбона и нижней перми большим содержанием вулканогенно-кремнистых образований. Нижняя граница свиты проводится по подошве горизонта палеотипных эффузивов основного и среднего состава мощностью 30—100 *м*. В некоторых районах в основании куканской свиты залегает горизонт песчаников мощностью 100—150 *м* (бассейн р. Кукана, разрезы на правобережье р. Кур).

По левому берегу р. Кукана, ниже устья руч. Санар-Макит, т. е. в районе, где впервые была выделена куканская свита, Е. И. Бондаренко в 1938 г. составлен следующий разрез (снизу):

1.	Песчаники мелко- и среднезернистые, серого и светло-серого цвета	100—150 *м*
2.	Алевролиты темно-серые с прослоями мелкозернистых песчаников	75 „
3.	Кремнистые породы грязно-зеленого цвета	10 „
4.	Алевролиты темно-серые	15 „
5.	Измененные диабазы темно-зеленого цвета	25 „
6.	Известняки серые, светло-серые с остатками фауны фораминифер нижнепермского возраста	10 „
7.	Кремнистые породы темно-серого цвета	35 „
8.	Алевролиты темно-серые, переходящие вверху в линзовидно-слоистые песчано-глинистые сланцы	95 „
9.	Известняки темно-серого цвета с остатками фораминифер плохой сохранности	15 „
10.	Спилиты	20 „
11.	Известняки перекристаллизованные, гофрированные, с прослойками зеленокаменных пород	15 „
12.	Кремнистые породы зеленовато-серого цвета	10 „
13.	Известняки мелкоплойчатые, серого, розовато-серого цвета с прослойками зеленокаменных пород	12 „
14.	Алевролиты темно-серого цвета	35 „

http://jurassic.ru/

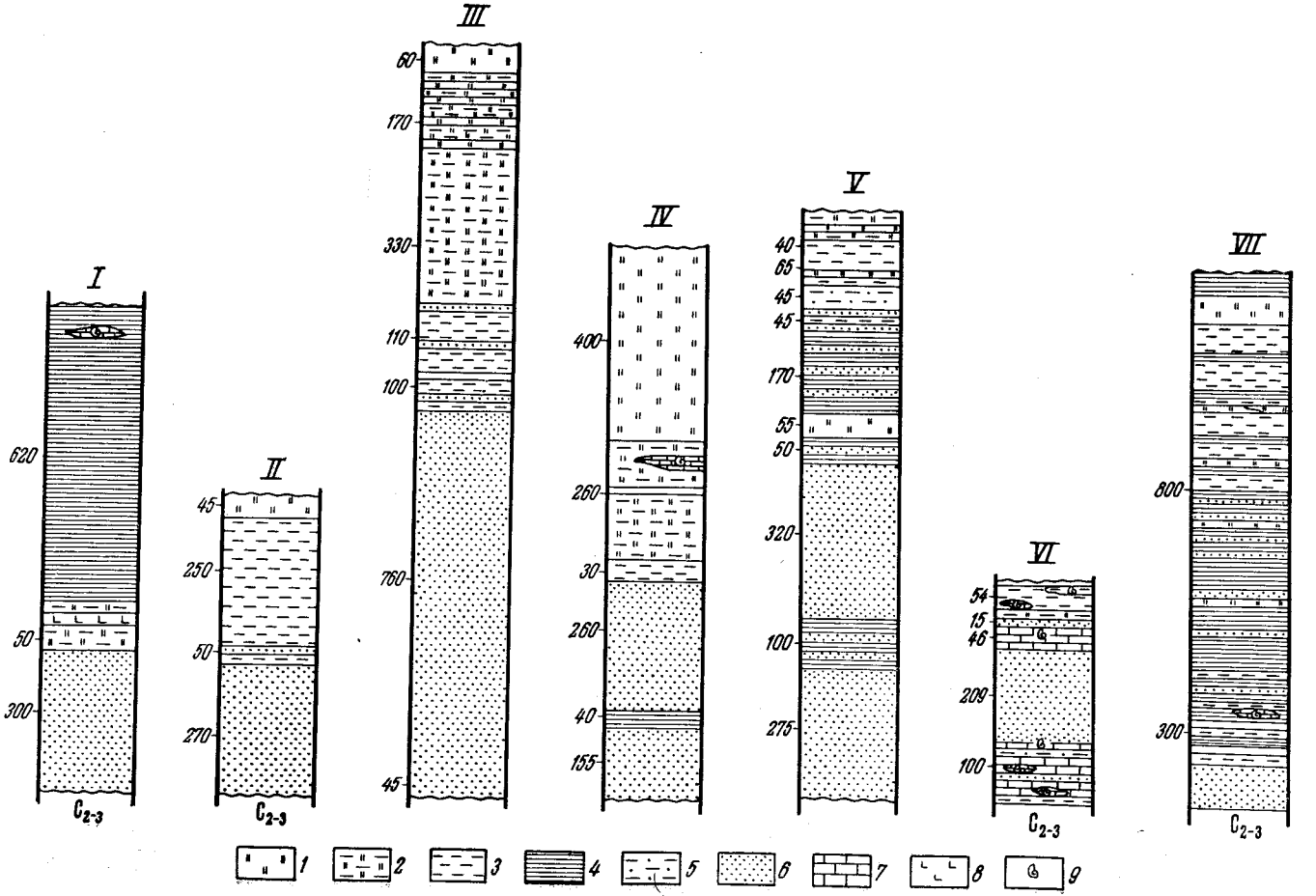


Рис. 21. Схематические разрезы улькукской свиты в Кур-Урмийском междуречье (по В. И. Сухову)

I — р. Талаян; II — правый берег р. Кура; III — левый берег р. Кура (ниже устья р. Дукана); IV — междуречье р. Санар-Мал. Ниран; V — верхнее течение р. Почечуни; VI — среднее течение р. Почечуни; VII — Поликанский и Охчинский хребты

1 — кремнистые породы; *2* — кремнисто-глинистые сланцы; *3* — глинистые сланцы; *4* — алевролиты; *5* — глинистые песчаники; *6* — мелкозернистые и среднезернистые песчаники; *7* — известняки; *8* — спилиты; *9* — остатки фауны

https://jurassic.ru/

15. Известняки серого цвета с фораминиферами плохой сохранности . . 15 *м*
16. Алевролиты темно-серого цвета . . . . . 100 „
17. Глинистые сланцы темно-серые, чередующиеся с желтовато-серыми, серо-зелеными кремнисто-глинистыми сланцами . . . . . 65 „
18. Кремнистые породы полосчатые желтовато-серого цвета с прослоями (1—2 *м*) яшмовидных кремнистых пород розово-красного цвета . . 15 „
19. Алевролиты и глинистые сланцы . . . . . 20 „
20. Спилиты зеленовато-бурого цвета . . . . . 15 „
21. Алевролиты темно-серые с прослоями мелко- и среднезернистых песчаников . . . . . 65 „
22. Спилиты бурого цвета . . . . . 40 „
23. Спилиты зеленовато-бурого цвета с прослоями яшмовидных кремнистых пород розово-красного цвета, изредка алевролитов и туфогенных пород сургучного цвета . . . . . 55 „
24. Кремнисто-глинистые сланцы серого цвета . . . . . 12 „
25. Известняки светло-серые, мраморизованные . . . . . 15 „
26. Кремнистые породы . . . . . 15 „
27. Спилиты . . . . . 20 „
28. Кремнистые породы серые, участками мясо-красные . . . . . 30 „
29. Алевролиты с маломощными пропластками кремнистых пород, по простиранию переходящие в кремнисто-глинистые сланцы . . . . . 25 „
30. Кремнистые породы серого цвета . . . . . 10 „
31. Зеленокаменные породы . . . . . 15 „
32. Алевролиты темно-серые . . . . . 10 „
33. Спилиты, переслоенные туфогенными кремнисто-глинистыми сланцами кирпично-красного цвета . . . . . 35 „
34. Кремнистые породы, пятнисто-окрашенные в зеленые и розовые цвета . . . . . 10 „
35. Кремнистые породы серого цвета . . . . . 25 „
36. Диабазы и диабазовые порфириты . . . . . 10 „
37. Алевролиты темно-серые до черных . . . . . 25 „
38. Кремнистые породы . . . . . 7 „
39. Диабазы серо-зеленого цвета . . . . . 10 „

Суммарная мощность свиты по разрезу 1136—1186 *м*.

В известняках из нижней части приведенного разреза А. В. Никольской определены фораминиферы *Pseudofusulina* ex gr. *vulgaris* (Schellw. et Dyhrenf.), *P.* ex gr. *kraffti* (Schellw. et Dyhrenf.), широко распространенные в нижнепермских отложениях Китая, Японии и Средней Азии.

На левобережье среднего течения р. Улуна более широким распространением пользуются зеленокаменные эффузивы, приуроченные преимущественно к верхней части разреза свиты. Последовательность напластования пород различного состава, по В. И. Сухову, здесь следующая (снизу):

1. Песчаники мелкозернистые, серого цвета . . . . . 100 *м*
2. Песчаники, чередующиеся с глинистыми сланцами . . . . . 0—20 „
3. Кремнисто-глинистые сланцы черного цвета, местами связанные взаимопереходами с кремнистыми породами . . . . . 100—115 „
4. Спилиты . . . . . 0—50 „
5. Кремнистые породы светло-серого цвета . . . . . 50—80 „
6. Яшмовидные кремнистые породы розово-красного цвета . . . . 30 „
7. Диабазы и диабазовые порфириты . . . . . 45 „
8. Песчаники мелко- и среднезернистые, серые, полимиктовые . . . 100 „
9. Кремнисто-глинистые сланцы черного цвета, участками переходящие в алевролиты . . . . . 100 „
10. Кремнистые породы светло-серого цвета . . . . . 40 „
11. Диабазы, спилиты, диабазовые порфириты и их туфы с редкими прослоями кремнистых пород; в 10 *м* от подошвы содержат 20-метровый пласт известняков с *Pachyphloia* sp., *Neofusulinella* (?) sp., *Triticites* sp., *Pseudofusulina* sp., *Misollina* (?) sp., *Neoschwagerina* sp. . . . . 300 „

Суммарная мощность пород по разрезу 865—980 *м*.

Слои с указанной выше фауной А. В. Никольская выделяет в неошвагериновый горизонт.

К востоку от бассейна среднего течения р. Улуна, по р. Эльгакан (правый приток р. Кура) среди зеленых туффитов А. З. Лазаревым

http://jurassic.ru/

в 1936 г. были собраны фораминиферы *Brevaxina compressa* (Deprat), *Cancellina* sp., *Neoschwagerina* ex gr. *craticulifera* (Schwager), которые М. А. Калмыкова относит к нижней перми.

Куканская свита широко распространена на водоразделе рек Улика — Лев. Харбукан и на Поликанском и Охчинском хребтах. Причем, в бассейнах рек Улика и Лев. Харбукан свита почти нацело сложена массивными или миндалекаменными палеотипными эффузивами основного и среднего состава. Редко среди эффузивов отмечаются маломощные прослои туфов. К востоку от этого района, на Поликанском и Охчинском хребтах, разрез свиты меняется: здесь преобладают осадочные породы, а палеотипные эффузивы встречаются в виде отдельных прослоев, линз и горизонтов; отмечены также туфы кислых эффузивов. В низах свиты в линзах известняков, залегающих среди глинисто-кремнистых сланцев вишнево-красного цвета, В. В. Бобылевым собраны остатки фораминифер *Schubertella* sp., *Pseudofusulina* aff. *vulgaris* var. *globosa* (Schellw.), *P.* ex gr. *vulgaris* (Schellw.), *P.* ex gr. *gregaria* Lee, которые, по мнению М. Н. Соловьевой, аналогичны формам из аспидной формации Памира и характерны для надшвагериновой перми, по-видимому, артинского яруса.

Мощность куканской свиты на Поликанском и Охчинском хребтах 1250—1300 *м* (рис. 22).

Санарская свита, венчающая разрез нижней перми в Кур-Урмийском междуречье, залегает согласно на образованиях куканской свиты и распространена в Кукан-Почечуньском междуречье и на хребтах Поликанском и Охчинском.

В Кукан-Почечуньском междуречье в нижней части свиты залегают глинистые сланцы с редкими маломощными прослоями песчаников, реже алевролитов. Мощность этой части свиты 250—300 *м*. Выше залегает пачка пластов песчаников, чередующихся с глинистыми сланцами мощностью 300—350 *м*.

Общая мощность свиты 550—650 *м*.

На Поликанском и Охчинском хребтах свиту слагают глинистые, кремнисто-глинистые и кремнистые породы, алевролиты и песчаники общей мощностью 600 *м*.

Палеонтологические остатки в породах санарской свиты неизвестны. Условно нижнепермский возраст принимается на основании согласного залегания ее на фаунистически охарактеризованных образованиях куканской свиты.

В Кур-Урмийском и Кур-Горинском междуречьях к верхней перми относится толща осадков, залегающая трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, на нижнепермских и более древних образованиях. Эта толща А. А. Головневой, Н. К. Осиповой, Е. И. Бондаренко и др. подразделялась на три согласно залегающие между собой свиты: ярапскую, утанакскую и джиакуньскую. Они относились к нижней перми на основании находки в 1941 г. А. Ф. Атаманчуком на левобережье р. Сынчуги остатков *Dictyoclostus orientalis* Frcks., *Anidanthus ussuricus* Frcks., *Aphanaria* sp., *Neospirifer nitiensis* Diener, *Fenestella* cf. *eichwaldi* Schuck., *Pleurotomaria* sp., которые были определены Б. М. Штемпелем как нижнепермские. Однако, по мнению Д. Ф. Масленникова первые три формы на Дальнем Востоке до сих пор были известны только в верхней перми. Учитывая стратиграфическое положение всей толщи осадков, находки верхнепермской фауны на левобережье р. Сынчуги, а также находки в верховьях р. Кукана, упомянутые выше свиты пород следует относить к верхней перми.

В целом изученность рассматриваемых отложений в Кур-Урмийском и Кур-Горинском междуречьях до настоящего времени остается

http://jurassic.ru/

недостаточной. Фаунистическая охарактеризованность их неполная. Находки остатков верхнепермской фауны известны в единичных далеко отстоящих друг от друга пунктах. К тому же сохранность и состав

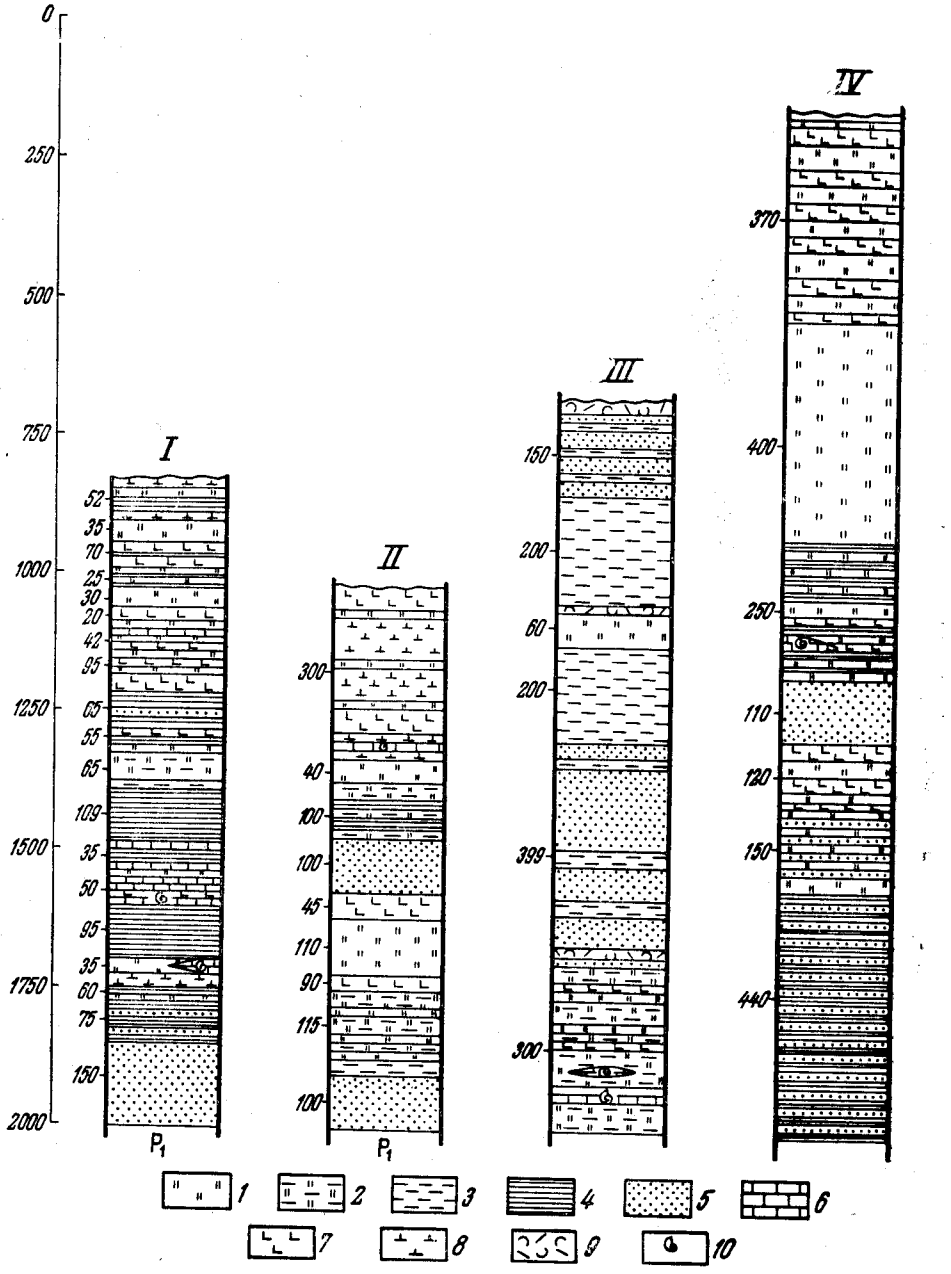


Рис. 22. Схематические разрезы куканской свиты в Кур-Урмийском районе
I — левый берег р. Кукан; II — среднее течение р. Улун; III — водораздел Наи и Сев. Наи; IV — Левая Бурея. *1* — кремнистые породы; *2* — кремнисто-глинистые породы; *3* — глинистые сланцы; *4* — алевролиты; *5* — песчаники; *6* — известняки; *7* — спилиты; *8* — диабазы, диабазовые порфириты и их туфы; *9* — туфы кислого состава; *10* — остатки фауны

фауны в некоторых случаях допускают неоднозначную трактовку ее возраста. Все это обусловливает условность отнесения тех или иных отложений к верхней перми.

http://jurassic.ru/

Ярапская свита. Название свите дано А. А. Головневой в 1960 г. по р. Ярапу (правый приток р. Кур). В составе свиты преобладают песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. В ряде участков существенную роль играют конгломераты, кремнисто-глинистые и кремнистые породы. Спорадически отмечаются линзы известняков и спилитов. Почти во всех районах в основании свиты четко выделяется горизонт, сложенный почти исключительно песчаниками (и конгломератами), остальная же часть разреза представлена алевролитами и глинистыми сланцами. Несмотря на некоторые колебания в мощностях отдельных пачек пород, в целом разрезы свиты отличаются выдержанностью на большом протяжении.

В бассейне р. Сынчуги базальные слои свиты налегают на различные горизонты улунской свиты и гранитоиды, прорывающие отложения последней. В основании свиты здесь залегают конгломераты, грубозернистые песчаники и гравелиты с прослоями полимиктовых и аркозовых песчаников. Выше по разрезу эти породы сменяются глинистыми сланцами скорлуповатого сложения, которым подчинены песчаники и сланцы, содержащие редкую мелкую гальку различных подстилающих пород. В средней части свиты преобладают глинистые сланцы и полосчатые слоистые алевролиты с прослоями аркозовых песчаников. Венчают разрез свиты тонкоплитчатые глинистые сланцы и слоистые алевролиты с прослоями кремнистых пород.

Мощность ярапской свиты в бассейне р. Сынчуги 1000—1200 *м*.

К нижней части описанного разреза, по-видимому, относится упомянутая выше верхнепермская фауна, обнаруженная А. Ф. Атаманчуком на левобережье р. Сынчуги.

К юго-западу от бассейна р. Сынчуги верхнепермские отложения известны на небольшой площади в верховьях р. Кукан. Здесь ярапская свита залегает несогласно на фаунистически охарактеризованных нижне- среднедевонских отложениях. В основании свиты наблюдаются конгломераты мощностью 250—300 *м*, сменяющиеся выше пачкой (100—150 *м*) ритмично переслаивающихся песчаников и алевролитов. В этой части свиты среди песчаников Е. И. Бондаренко были собраны остатки брахиопод, пелеципод, морских лилий и мшанок. Среди брахиопод Г. Р. Шишкиной определены: *Neospirifer* cf. *nitiensis* Diener, *N.* cf. *nitiensis* Diener var. *kimsari* Bion., *N.* cf. *subfasciger* Lich., *Nucula wymensis* Keyser. Мшанки плохой сохранности, среди них Г. И. Барановой удалось определить многочисленные *Fenestella* sp., принадлежащие несомненно нескольким видам, а также *Polypora* sp., *Septopora* sp. Вышележащую часть свиты слагают алевролиты, содержащие маломощные прослои кварцитовидных песчаников.

Общая мощность ярапской свиты в бассейне р. Кукан 900—1100 *м*.

В Кур-Горинском междуречье, в бассейне р. Калбакан, на досреднедевонских отложениях с угловым несогласием залегают средне- и мелкогалечные конгломераты мощностью 200 *м*, переходящие выше в валунные конгломераты, имеющие мощность около 100 *м*. Еще выше залегают крупнозернистые полимиктовые песчаники. Венчает разрез мощная (900—1000 *м*) толща перемежающихся слоистых алевролитов, песчаников, песчано-глинистых сланцев и, в меньшей мере, кремнистых пород.

Утанакская свита развита в Кур-Горинском междуречье и в бассейнах рек Джапталан, Ярап и верховьях Кукана. Название свите дано Н. К. Осиповой в 1960 г. по р. Утанак — правому притоку р. Горина. Сложена свита почти повсюду комплексом яркоокрашенных пород, представленных вишнево-красными, бурыми, зелеными спилитами, диабазами и диабазовыми порфиритами, мясо-красными, розовыми, се-

http://jurassic.ru/

рыми и зеленовато-серыми песчаниками. Иногда встречаются линзы известняков. Характерна частая и быстрая фациальная изменчивость разрезов свиты в различных направлениях. Так, в бассейнах рек Ярап, Кукачан, Прав. Якунь в нижней части утанакская свита сложена слоистыми алевролитами, содержащими прослои песчаников и кремнистых пород. В средней части свиты преобладают кремнистые и кремнисто-глинистые породы с прослоями и линзами спилитов, диабазовых порфиритов и известняков. Выше по разрезу количество кремнистых пород уменьшается и они образуют прослои среди алевролитов.

В других участках, например по левобережью р. Джиакунь, вблизи ее устья, свита почти нацело сложена вишнево-красными и розовыми кремнистыми породами, содержащими лишь маломощные прослои палеотипных эффузивов основного состава, песчаников и алевролитов. Кроме того, имеется ряд небольших по площади участков, где преимущественно распространены диабазы, диабазовые порфириты, спилиты и их туфы. Так, в бассейне верхнего течения р. Кукана на площади в 40—50 *км*^{2} в составе утанакской свиты наблюдаются почти исключительно эффузивные образования основного и среднего состава, среди которых встречаются лишь единичные прослои кремнистых пород и алевролитов. Аналогично построена свита и в среднем течении р. Джиакуни. Мощность утанакской свиты 650—900 *м*.

Находки остатков фауны в утанакской свите известны лишь в трех пунктах: 1) в известняках близ метеостанции «Горин» Н. К. Осиповой собраны остатки фораминифер, среди которых А. В. Никольской и М. И. Сосниной установлены высокоспециализированные фузулиниды, принадлежащие к родам *Monodiexodina* cf. *lettensis* (Schubert), *Verbeekina* (?) sp., *Cancellina* (?) sp., а также *Textulariida, Miliolidae, Pseudofusulina* (?), свидетельствующие о том, что включающие их отложения по возрасту не древнее верхней половины нижней перми; 2) в известняках по р. Санарбакит (правый приток Кура), где Б. И. Бурдэ собраны *Pachyphloia* sp., *Neofusulinella* sp.; 3) в верхнем течении р. Утанак, где Н. К. Осиповой найдены остатки мшанок. Среди последних В. П. Нехорошевым определены *Fistulipora* sp., *Fenestella* sp., *Rhombopora* sp., *Timanodictya* (?) sp. и *Coscineum*.

По мнению В. П. Нехорошева, возраст утанакской свиты наиболее вероятно раннепермский, а не позднепермский.

Джиакуньская свита залегает согласно на утанакской свите и распространена в бассейнах рек Горин, Джиакунь и Олгосо. Сложена свита темно-серыми слоистыми алевролитами, серыми и светло-серыми песчаниками, среди которых встречаются маломощные прослои глинистых сланцев и кремнистых пород. Верхнепермский возраст свиты принимается условно на основании согласного залегания на образованиях утанакской свиты.

Верхнепермские отложения, широко распространенные в восточных отрогах хр. Джаки-Унахта-Якбыяна и хребтах Вандан и Горбыляк, изучены еще недостаточно. Представлены они преимущественно глинистыми и кремнистыми сланцами, алевролитами, реже песчаниками; крайне редко отмечаются прослои основных и средних эффузивов и их туфов и единичные линзы известняков. Мощность толщи определяется различными исследователями по-разному: А. П. Кисец, и М. А. Гуськов считают ее равной 1500 *м*, В. В. Бобылев оценивает ее в 3600 *м*.

Находки остатков фауны в верхнепермских отложениях восточных отрогов хр. Джаки-Унахта-Якбыяна приурочены к верхним частям разреза толщи. В известняках у ст. Сельгон Л. И. Красный, А. И. Жамойда и А. И. Савченко собраны *Globivalvulina* sp., *Endothyrida* sp.,

http://jurassic.ru/

Reichelina aff. *mucronata* Sosn. msc., *R.* sp., *Codonofusiella* Sosn. sp. nov., которые, по заключению М. И. Сосниной, имеют четко выраженный верхнепермский облик, В. В. Бобылевым из этих же мест были собраны *Frondicularia*, *F.* cf. *tusida* K. M. — Maclay, *Nodosaria mirabilis subvar. caucasica* K. M. — Maclay, *N.* sp., *Nummulostegina* sp. nov., *Neofusulinella* (?) sp., *Reichelina* sp.

В восточной части хр. Вандан, вблизи железнодорожной линии Волочаевка — Комсомольск, Г. И. Харитонычевым собраны в известняках фораминиферы *Frondicularia* sp., характерные для верхней перми.

В прогибе на юго-восточной окраине Буреинского массива разрез верхнепермских отложений характеризуется полным отсутствием зеленокаменных и кремнистых пород и широким развитием конгломератов и песчаников.

В хр. Чурки и низовьях р. Урми верхнепермские отложения прослеживаются узкой (15—25 *км*) полосой от хребтов Бол. и Мал. Чурки в северо-восточном направлении в бассейн нижнего течения р. Урми. А. П. Глушков (1962), изучавший рассматриваемые отложения на хребтах Чурки и Ульдура, подразделил их на три согласно залегающие между собой свиты (снизу): унгунскую, бабстовскую и середухинскую. Несколько позднее аналогичные свиты пород были выделены В. В. Бобылевым на левобережье р. Урми (Урми-Уликанский водораздел).

Унгунская свита начинается валунными конгломератами, которые выше сменяются крупно- и среднегалечниковыми конгломератами, переслоенными туффитами. Средняя часть свиты представлена чередующимися песчаниками и глинистыми сланцами, среди которых встречаются отдельные маломощные горизонты мелкогалечниковых конгломератов и туффитов. В верхах свиты снова появляются конгломераты с отдельными горизонтами полимиктовых песчаников, содержащих остатки флоры *Callipteris sahnii* Zal., *Callipteris* sp.

Мощность унгунской свиты 750—800 *м*.

Бабстовская свита подразделена на три подсвиты. Нижняя подсвита характеризуется грубым переслаиванием песчаников и алевролитов, среди которых найдены пелециподы и аммониты плохой сохранности. Мощность подсвиты 65 *м*.

Средняя подсвита представлена ритмично перемежающимися алевролитами, аргиллитами и алевроглинистыми сланцами с редкими маломощными прослоями известняков. В породах подсвиты найден аммонит *Paraceltites* cf. *altudensis* (Böse), характерный для слоев Capitan Техаса и Мексики (зона Timorites казанского яруса). Вместе с аммонитами здесь встречены остатки пелеципод *Nucula* ex gr. *Wymensis* Keys., *Myalina* sp., *Pseudomonotis* ex gr. *permianus* Masl., *Solenomya* sp. Мощность средней подсвиты 400—450 *м*.

Верхняя подсвита сложена слюдистыми аркозовыми песчаниками и алевролитами. Очень редко здесь встречаются известняки. В породах подсвиты собраны брахиоподы *Punctospirifer* cf. *cristata* Schloth., *Spiriferina* cf. *ornata* Waag., *Hustedia remota* Eichw., гастроподы Bellerophontidae, пелециподы *Blandferdinia* cf. *faticostata* (Netsch.), *Astartella* sp., членики морских лилий. Мощность верхней подсвиты 190 *м*.

Мощность бабстовской свиты 650—700 *м*.

Середухинская свита представлена слюдистыми и известковистыми песчаниками, среди которых встречаются маломощные прослои алевролитов и очень редко известняков и ракушняка. В основании свиты залегает метровый горизонт мелкогалечниковых конгломератов. В поро-

http://jurassic.ru/

дах свиты собраны аммониты, брахиоподы, гастроподы, мшанки, морские лилии.

Для установления возраста пород середухинской свиты наибольшее значение имеют аммониты. Найденный здесь экземпляр *Timorites sigillarius* Ruzhenzev. sp. n. от всех известных видов рода *Timorites* отличается самым сложным очертанием лопастной линии, поэтому, по мнению В. Е. Руженцева, он должен характеризовать самые высокие слои так называемой зоны Timorites (казанский ярус).

Мощность середухинской свиты 950—1000 *м*.

Хабаровский район

В районе г. Хабаровска к нижней перми В. М. Никольским относится толща осадков в окрестностях пос. Ильинка. Нижнюю часть толщи слагают ритмично наслоенные песчаники и алевролиты, сменяющиеся выше туфами, туфобрекчиями и лавобрекчиями диабазовых порфиритов, среди которых встречаются прослои кремнистых пород и спилитов. Мощность этой части толщи 500—600 *м*. Верхнюю ее часть представляют бордовые и серые диабазовые порфириты с прослоями и линзами известняков и серые, зеленовато-серые мелкозернистые песчаники с прослоями кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев. Мощность верхней части толщи более 300 *м*. В известняках верхней части толщи обнаружены лишь *Pseudofusulina* sp., по которым толща отнесена к нижней перми.

Верхнепермские отложения в районе г. Хабаровска известны под названием *хабаровской свиты*. Свита изучалась А. А. Леонтовичем, В. Д. Принадой и А. В. Пэком (1932), С. И. Гороховым, В. Г. Варнавским и Л. С. Устиновой, В. М. Никольским. Представлена она мощной толщей песчаников, алевролитов, глинистых, филлитовидных, серицито-хлоритовых и кремнистых сланцев с подчиненными прослоями и линзами спилитов, туфов, аргиллитов и известняков. Взаимоотношения хабаровской свиты с воронежской не установлены.

В. М. Никольским в 1960 г. составлен следующий разрез хабаровской свиты (снизу):

1. Алевролиты и песчаники, флишеподобно переслаивающиеся, содержат прослои туфов . . . . . 1000—1200 *м*
2. Кремнистые сланцы бордового цвета . . . . . 250—300 „
3. Глинистые сланцы с прослоями кремнистых пород, туфов, спилитов и многочисленными чечевицами известняков с остатками фораминифер *Lepidolina* (?) sp., *Verbeekina* sp., *Pseudodoliolina* aff., *ozawai* Jabe and Hanzawa, *Neoschwagerina craticulifera* (Schwager) var. *rotunda* Deprat., *N.* cf. *margaritae* Deprat., *N.* cf. *inflata* Sosn., *Brevaxina dyhrenfurthi* (Dutk.), *Pseudofusulina* sp., *Chusenella* sp., *Codonofusiella* cf. *paradoxica* Dunbar et Skinner, *C.* sp., *Neofusulinella praecursor* Deprat, *N.* sp., *Reichelina* sp., *Nankinella* sp., *Pachyphloia* sp., *Globivalvulina* sp. . . . . 350—400 „
4. Филлитовидные и серицито-хлоритовые сланцы с прослоями туфов и туфогенных песчаников . . . . . 350—400 „
5. Туфы, туффиты и туфогенные песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов и кремнистых сланцев . . . . . 180—200 „

Суммарная мощность хабаровской свиты 2130—2500 *м*.

По заключению А. В. Никольской, приведенный выше комплекс фораминифер указывает на верхнепермский возраст заключающих их осадков.

Центральный Сихотэ-Алинь

Выходы нижнепермских отложений на хр. Сихотэ-Алинь в пределах Хабаровского края известны в бассейне нижнего течения р. Бикин, по р. Хор и в среднем течении р. Анюй. Наиболее низкие горизонты

http://jurassic.ru/

нижнепермской толщи наблюдаются в бассейне р. Хор, где они, по данным В. К. Елисеевой, представлены тонкосланцеватыми, плотными филлитами и филлитовидными глинистыми сланцами, среди которых встречаются прослои роговообманково-хлоритовых и серицито-хлоритовых сланцев. Выше залегают средне- и мелкозернистые песчаники, а затем глинистые и кремнисто-глинистые сланцы. Еще выше по разрезу наблюдается мощная толща метаморфизованных аркозовых песчаников. Верхняя часть разреза представлена чередованием песчаников, песчано-глинистых и кремнистых сланцев. В бассейнах рек Катэн и Кафэ, по данным Е. Б. Бельтенева, в составе нижнепермской толщи наблюдаются однообразные филлитовидные глинистые сланцы и филлиты, лишь местами содержащие маломощные прослои кремнистых пород. Мощность толщи 2000 *м*.

Аналогичная толща, представленная филлитовидными глинистыми сланцами и филлитами с прослоями песчаников и алевролитов, установлена в 1954 г. А. П. Глушковым в бассейне среднего течения р. Анюй.

Нижнепермский возраст толщи принимается на основании сопоставлений с палеонтологически охарактеризованными сходными отложениями, распространенными на соседней с юга территории Приморского края (бассейны рек Хуанихезы и Веснянки).

В Среднем и Северном Сихотэ-Алине фаунистически охарактеризованные отложения верхней перми объединяются в *кафэнскую свиту*. Свита эта обнажается в основном на крыльях Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория, залегая несогласно на более древних образованиях. При этом на его западном крыле она представлена конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, редко известняками. На восточном же крыле в верхних частях разреза почти повсеместно появляются вулканогенно-кремнистые образования.

В бассейнах рек Катэн и Кафэ, а также на восточном крыле Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория, по данным Е. Б. Бельтенева, кафэнская свита представлена песчаниками и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями кремнистых пород и линзами известняков. При этом в самых низах свиты наблюдаются линзы рифовых известняков с остатками фораминифер, а в верхних частях разреза — прослои спилитов и диабазов. Мощность свиты здесь достигает 2500 *м*.

По р. Кафэ, ниже устья руч. Завахи, Е. Б. Бельтеневым в известняках собраны *Pseudoendothyra* (?) sp., *Nankinella* sp., *Reichelina* (?) sp., *Pachyphloia multiseptata* Lange, *P.* sp., *Geinitzina* aff. *pusila* Grosd., *Robuloides* sp., *Eocristellaria* (?) sp., *Multidiscus* sp., которые А. Д. Миклухо-Маклай относит к верхней перми. Кроме того, по р. Хор, выше пос. Ходы, в 1935 г. И. Г. Козловым в породах, относящихся к кафэнской свите, также собраны верхнепермские фораминиферы *Colaniella* ex gr. *parva* (Colani), *Agathammina* sp., *Nodosaria* sp., *Pachyphloia* sp. и др. В 1949 г. в этом же районе П. А. Сушков собрал остатки фораминифер, определенные Б. М. Штемпелем, как *Nodosaria* sp., *Pachyphloia* cf. *multiseptata* Lange, *Colaniella* cf. *parva* (Colani), *Sumatrina*.

В бассейне среднего течения р. Анюй к кафэнской свите А. П. Глушковым относятся кварцитовидные песчаники и алевролиты, содержащие прослои филлитовидных глинистых сланцев, кремнистых пород и редко авгитовых порфиритов. Мощность свиты здесь 2000—2500 *м*.

Вероятно те же горизонты верхнепермского разреза известны в районе левых притоков р. Хор (бассейны рек Сукпай и Кабули), где они сложены кремнистыми породами и яшмами с прослоями песчаников и линзами известняков с верхнепермскими фораминиферами. *Glo-*

http://jurassic.ru/

mospira, Nodosaria, Geinitzina, Pachyphloia, Colaniella parva (Colani), *Tetrataxis, Climacammina, Endothyrida, Spiroplectammina, Palaeotextularia, Miliolida, Rauserella* (?) (определения М. И. Сосниной).

Венчает разрез верхней перми в Среднем и Северном Сихотэ-Алине еще мало изученная толща кварцевых порфиров, порфиритов, туфопесчаников и туффитов.

В раннепермскую эпоху на рассматриваемой территории возрастает интенсивность вулканической деятельности и в условиях малого привноса обломочного материала происходит формирование кремнисто-вулканогенной формации.

На границе ранней и поздней перми проявились активные тектонические движения, в связи с которыми происходит формирование интрузий основного и кислого состава, а также резко изменяется распределение поднятий и опусканий.

В начале поздней перми территория Сихотэ-Алинской складчатой области вновь испытывает погружения и покрывается морем. С этого времени здесь происходит накопление мощных вначале терригенных, а затем кремнисто-вулканогенных формаций.

Верхнее Приамурье

Следы позднепалеозойских (возможно пермских) озерных или прибрежно-морских бассейнов обнаружены в южной части Верхнего Приамурья. По сообщению Б. А. Бабичева (1962), в комплексе осадочных пород по левому берегу Амура, ниже устья р. Береи, развита толща песчаников с прослоями темных глинистых и песчанистых сланцев и (в верхней части) конгломератов. Общая мощность толщи 350—400 *м*. В прослоях сланцев этой толщи были встречены немногочисленные отпечатки листьев *Noeggerathiopsis* sp. и др. (определения С. В. Мейена). М. Ф. Нейбург, просматривавшая эти формы, считает, что вмещающие их породы могут быть отнесены к верхнему палеозою. Вблизи этой толщи (предположительно нижней) залегает верхняя (?) толща, содержащая, кроме песчаников и глинистых сланцев, эффузивы порфирового и дацитового состава и редкие прослои светлых туфов. Южнее, в районе Корсаковского кривуна на Амуре и в бассейне р. Ханьдхэ (правобережье р. Амур), в сходных по составу породах обнаружены растительные остатки плохой сохранности, среди которых С. В. Мейен обнаружила формы, сходные с верхнепалеозойскими лепидофитами.

Как видно из рис. 23, разрез верхнепалеозойских отложений района устья р. Береи (Бабичев, 1962) весьма напоминает соответствующий разрез, описанный А. П. Глушковым в хр. Чурки вблизи Амура.

Приведенные выше материалы показывают, что в пермский период наиболее активные нисходящие движения были приурочены к протяженным узким прогибам, в которых накапливались мощные морские и вулканогенные толщи. В Монголо-Охотской геосинклинальной области такие прогибы, по-видимому, находились в районе хр. Джагды, в Сихотэ-Алинской геосинклинальной области, в Центрально-Сихотэ-Алинском и Ванданском (Кур-Урмийском) районах. Наиболее полный разрез пермской системы намечается в Ванданском районе. Во всех указанных районах, вероятно, в позднем карбоне и в ранней перми энергично проявлялась вулканическая деятельность, и в условиях незначительного привноса обломочного материала происходило формирование кремнисто-вулканогенных толщ.

На границе ранней и поздней перми проявилась одна из важных фаз позднепалеозойского тектогенеза, в связи с которой происходит

http://jurassic.ru/

формирование интрузий гранитоидного состава и резко изменяется рельеф.

Вдоль западной границы Сихотэ-Алинской геосинклинальной области (по линии хр. Чурки — р. Сынчуга — верховья рек Кура и Го-

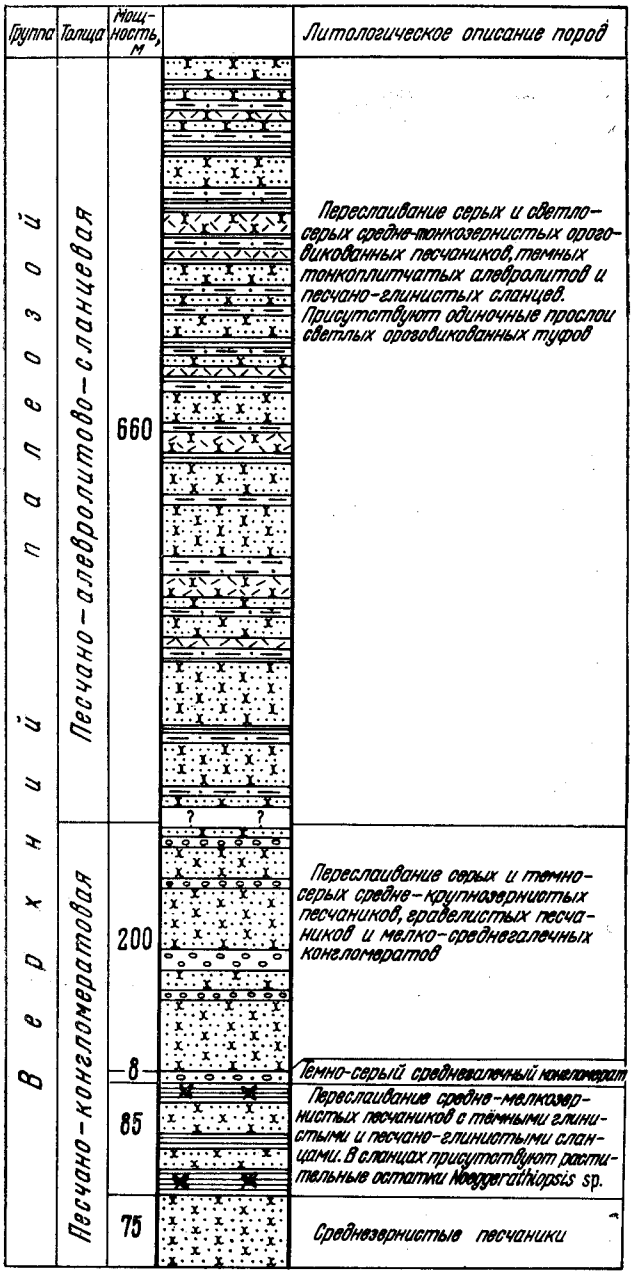


Рис. 23. Разрез верхнепалеозойских отложений района устья р. Береи (по Е. А. Бабичеву, 1962)

рина) верхнепермские отложения представлены прибрежными и мелководными морскими фациями, трансгрессивно перекрывающими каменноугольные и нижнепермские отложения. К востоку от этой полосы, по

https://jurassic.ru/

линии г. Хабаровск — хр. Горбыляк, верхнепермские осадки представлены более глубоководными фациями. Еще далее к востоку, вдоль западного склона хр. Сихотэ-Алинь, в позднепермское время существовала широкая область неглубокого моря, с кое-где встречающимися островами. На территории восточных склонов хребта в это время, наряду с терригенными осадками, происходило накопление кремнистых и туфо-эффузивных образований.

В настоящее время известны осадочные месторождения и проявления марганцевых руд (хр. Вандан, район г. Хабаровска) и месторождения известняков, связанных с отложениями карбона и перми.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

В Амурской области и Хабаровском крае триасовые отложения развиты в немногих местах. До недавнего времени были известны только верхнетриасовые и верхнетриасово-нижнеюрские нерасчлененные образования. Нижне- и среднетриасовые осадки в настоящее время обнаружены в хр. Бол. Чурки и по р. Шевли (бассейн р. Лан).

Выделяются следующие разобщенные участки развития триасовых отложений: Верхнее Приамурье, хр. Соктахан, Западное Приохотье, бассейны верховьев рек Амгунь и Урми, бассейн р. Буреи, Северный Сихотэ-Алинь, хребты Хехцир и Вандан.

В пределах первых трех районов, относящихся к Монголо-Охотской складчатой области, установлены терригенные отложения, отнесенные к верхам карнийского и к норийскому ярусам. В бассейне р. Буреи, наряду с мощными толщами, сложенными конгломератами, песчаниками и алевролитами, известны вулканогенно-кремнистые образования. В пределах хребтов Хехцира, Вандана и Северного Сихотэ-Алиня, относящихся к Сихотэ-Алинской складчатой области, развиты мощные толщи вулканогенно-кремнистых пород с прослоями известняков, возраст которых датируется верхнетриасовым — нижнеюрским.

Первая и весьма важная находка триасовых отложений на Дальнем Востоке принадлежит известному путешественнику по Сибири А. Ф. Миддендорфу, который в 1844 г. в глинистых сланцах в районе бухты Мамга (Тугурский залив) обнаружил фауну, определенную А. Г. Кайзерлингом как *Avicula ochotica*. Первоначальное предположение этого исследователя о том, что эти глинистые сланцы с фауной старше «горной извести» (то есть карбона) не оправдалось. Фауна была переопределена Ф. Теллером в 1886 г. как *Pseudomonotis ochotica* (K e y s.) и стала руководящей формой для норийского яруса верхнего триаса.

В 1913 г. в окрестностях г. Хабаровска (район Красной речки) О. Вейгель обнаружил в известняках аммоноидей с сутурной линией, напоминающей Cyclolobus. Через 40 лет в этом районе была найдена М. Г. Золотовым, А. И. Савченко и др. верхнетриасовая фауна.

В Западном Приохотье сборы многочисленной, но в целом однообразной монотисовой фауны в 30-х и 40-х годах сделали В. И. Серпухов, Д. С. Несвит, В. В. Онихимовский и А. А. Кириллов, Е. Г. Сидельникова, В. А. Ярмолюк, Л. И. Красный, С. И. Горохов, И. И. Тучков, К. М. Худолей, И. И. Сей и др.

Существенная находка отложений верхнего триаса в Верхнеамурском районе в конце 30-х годов принадлежит Н. П. Саврасову. Почти одновременно В. А. Кузмичев доказал широкое распространение верхнего триаса в Буреинско-Урмийском междуречье.

http://jurassic.ru/

В 1953 г. в Верхнем Приамурье (низовья р. Амазар) Е. А. Модзалевской были установлены верхнетриасовые отложения. В дальнейшем триас Верхнего Приамурья изучался Э. А. Портнягиным, А. И. Фрейдиным и др. Последующие работы С. С. Дарбиняна, Э. Л. Школьника, Н. Г. Осипова, Э. П. Хохлова, В. Ф. Сигова, И. К. Билана и др. уточнили распространение и стратиграфию верхнего триаса в Буреинском хребте и сопредельных территориях.

Важным вкладом в изучение стратиграфии триаса были палеонтологически обоснованные находки нижнего триаса В. В. Бобылевым (хр. Бол. Чурки) и А. В. Махининым (бассейн р. Лан). Это впервые устанавливает наличие относительно полного разреза триасовой системы в некоторых районах Хабаровского края.

Фаунистические сборы верхнетриасовых отложений много лет обрабатывались Л. Д. Кипарисовой и последние годы — Е. П. Брудницкой.

Верхнее Приамурье

В бассейнах рек Амазара и Утени верхний триас сохранился в виде отдельных, небольших разобщенных выходов, залегающих на более древних (палеозойских) образованиях. По данным Э. А. Портнягина, в составе верхнетриасовых отложений выделяются две свиты: нижняя — огонская и верхняя — горбуновская.

Огонская свита мощностью свыше 300 *м* состоит из серых и темно-серых среднезернистых полимиктовых песчаников и алевролитов с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Возраст ее устанавливается на основании пелеципод: *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *pachypleura* (Tell.), *M. ochotica* var., *eurhachis* (Tell.), *M. zabaikalica* Kipar., *M. scutiformis* (Tell.), *M. scutiformis* var. *typica* Kipar., *M.* cf. *yakutica* (Tell.), характеризующей самые верхи карнийского яруса и норийского.

По р. Амазару (между ручьями Булей и Утени) описан следующий разрез (снизу):

1.	Песчаники среднезернистые, полимиктовые	2 *м*
2.	Алевролиты темно-серые, тонкие прослои и линзочки мелкозернистых песчаников	10 „
3.	Песчаники серые среднезернистые, полимиктовые	15 „
4.	Алевролиты серые и темно-серые, массивные	3 „
5.	Песчаники темно-серые, мелкозернистые с обломками алевролитов	20 „
6.	Алевролиты темно-серые, почти черные, массивные	10 „
7.	Песчаники среднезернистые, полимиктовые, прослои (10—15 *см*) гравелитов	100 „
8.	Алевролиты темно-серые, прослои мелкозернистых песчаников	50 „
9.	Песчаники серые, среднезернистые, полимиктовые с отдельной галькой кремнистых пород	5 „
10.	Песчаники буровато-серые, мелкозернистые, прослои алевролитов	10 „
11.	Песчаники темно-серые, среднезернистые, полимиктовые с пелециподами	310 „

Общая мощность разреза 535 *м*.

Горбуновская свита обнажается преимущественно в среднем течении р. Утени. Для нее характерны алевролиты, глинистые сланцы, реже песчаники и маломощные прослои кремнистых сланцев. Неполная видимая мощность свиты составляет 100 *м*.

К востоку от р. Амазар предположительно верхнетриасовые отложения значительной мощности (1500—1700 *м*) выделены были в 1960 г. А. И. Фрейдиным и З. Д. Москаленко под названием *ульдугичинской свиты*.

К нижней подсвите ее была отнесена толща кварцевых и кварцитовидных песчаников с редкими прослоями в верхах глинистых слан-

http://jurassic.ru/

цев, а к верхней — толща глинистых (аспидных и филлитовидных) сланцев с прослоями песчаников. Установлено, что ульдугичинская свита перекрывается отложениями ошурковской свиты (средняя юра) и значительно слабее метаморфизована, чем условно палеозойские отложения Инимского района.

Хребет Соктахан

На южных склонах хр. Соктахан в бассейне р. Нинни в 1962 г. В. В. Шихановым к нижнему и среднему триасу условно отнесена монотонная толща аркозовых песчаников мощностью 700 *м*, трансгрессивно залегающая на раннепалеозойских гранитах. В верхах толщи обнаружена *Modiolus* sp. и др.

Западнее, в бассейнах рек Депа и Калахты на площади 70 *км*² по В. В. Шиханову развиты отложения, объединенные в *калахтинскую свиту*. Они представлены среднезернистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками и алевролитами, содержащими маломощные прослои полимиктовых песчаников. Нижняя часть калахтинской свиты мощностью 600—700 *м* представлена переслаиванием маломощных пластов полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов. Средняя часть свиты мощностью 530 *м* состоит из среднезернистых полевошпатово-кварцевых песчаников, содержащих маломощные (до 2 *м*) прослои алевролитов, мелкозернистых песчаников и гравелитов. Верхняя часть свиты сложена главным образом среднезернистыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов.

Общая мощность свиты достигает 2000 *м*.

В нижней и верхней частях свиты собраны *Halobia* sp. indet., *Otapiria* sp. indet., *Modiolus* sp., *Tosapecten* ex gr. *subdivisus* Bittner, *Rhynchonella* sp. indet.

По мнению Е. П. Брудницкой, эта фауна позволяет датировать содержащие ее отложения в пределах от анизийского до норийского ярусов. Так как осадки калахтинской свиты перекрываются отложениями карнийского возраста, В. В. Шиханов условно признает ее возраст среднетриасовым. В бассейне р. Деп (ручьи Мал. Калахты, Прав. Неупокоевского и Наптарги) В. В. Шихановым в 1962 г. впервые выделены верхнетриасовые отложения, объединенные в малокалахтинскую, неупокоевскую и наптаргинскую свиты.

Малокалахтинская свита обнажается в бассейне руч. Мал. Калахты, где она согласно залегает на калахтинской свите, условно отнесенной к среднему триасу. Представлена малокалахтинская свита крупно- и грубозернистыми песчаниками, содержащими прослои гравелитов, мелкогалечных конгломератов, алевролитов, мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников.

Разрез нижней части малокалахтинской свиты по левому борту р. Бол. Калахты следующий (снизу):

1.	Песчаники крупнозернистые и грубозернистые с редкими прослоями гравелитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников	46 *м*
2.	Песчаники мелкозернистые, темно-серые, тонкополосчатые	28 „
3.	Конгломераты мелкогалечниковые с 2-метровым прослоем гравелита	17 „
4.	Песчаники крупнозернистые	5 „
5.	Песчаники мелкозернистые, темно-серые	4 „
6.	Гравелиты с редкой крупной галькой кварца	1 „
7.	Песчаники среднезернистые, полосчатые	20 „
8.	Песчаники мелкозернистые, полосчатые	4 „
9.	Песчаники средне- и крупнозернистые, массивные	6 „

Общая мощность 131 *м*.

http://jurassic.ru/

Выше залегают крупно- и грубозернистые песчаники, содержащие редкие прослои алевролитов, гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов.

Верхняя часть свиты, изученная в бассейне руч. Болотистого, следующая (снизу):

1.	Песчаники грубозернистые	110 *м*
2.	Гравелиты	30 „
3.	Песчаники грубозернистые	80 „
4.	Песчаники среднезернистые	80 „
5.	Песчаники мелкозернистые, темно-серые	40 „
6.	Песчаники среднезернистые	30 „
7.	Песчаники мелкозернистые, пятнистые	55 „
8.	Песчаники грубозернистые	95 „

Общая мощность 520 *м*.

Мощность всей малокалахтинской свиты оценивается в 800—1000 *м*.

Неупокоевская свита, залегающая согласно на малокалахтинской, обнажается по обоим бортам р. Депа от р. Таксана до устья руч. Лев. Неупокоевского. Нижняя граница свиты проводится по кровле последнего пласта грубозернистых песчаников, принадлежащих малокалахтинской свите. Литологически неупокоевская свита довольно однообразна. Преобладающими породами в нижней части ее разреза являются средне- и мелкозернистые полосчатые полимиктовые песчаники. Несколько меньшую роль играют кварцево-полевошпатовые песчаники и алевролиты. В верхах свиты развиты мелкозернистые полимиктовые песчаники с прослоями известковистых алевролитов и песчаников, содержащих многочисленные конкреции размером 10—30 *см* с фауной.

Общая мощность свиты 1000 *м*.

Обильные фаунистические остатки собраны по всему разрезу свиты. Это *Pentacrinus* aff. *laevigatus* Quenst., *Spiriferina* sp., *Halobia obruchevi* Kipar., *H.* cf. *obruchevi* Kipar., *H. zitteli* Lindst., *H.* aff. *zitteli* Lindst., *H.* cf. *superbescens* Kittl, *H.* cf. *austriaca* Mojs., *H.* sp., *H.* sp. indet., *Otapiria* sp. nov., *Tosapecten* sp. indet., *Gonodon* cf. *mellingi* (Hauer.), *Trachynerita* sp., *Arcestes* (*Proarcestes*) aff. *gayatani* Klips.

По определению Е. П. Брудницкой, возраст слоев, содержащих эту фауну, карнийский, возможно нижнекарнийский.

Наптареинская свита венчает разрез триасовых образований в бассейне р. Депа. По мнению В. В. Шиханова, отложения свиты залегают несогласно на нижележащих осадках малокалахтинской и неупокоевской свит. Характерной особенностью свиты является резкое преобладание в ее составе пятнистых полимиктовых песчаников, содержащих отдельные пачки массивных полимиктовых песчаников, алевролитов, линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В основании свиты близ р. Депа залегают валунно-галечниковые конгломераты, замещающиеся по простиранию среднезернистыми песчаниками.

Наиболее полный разрез свиты описан в истоках р. Мал. Калахты (снизу):

1.	Песчаники пятнистые, темно-серые с прослоями (до 10 *м*) желтовато-серых массивных песчаников. Фауна *Spiriferina* cf. *pittensis* Smith.	110 *м*
2.	Песчаники пятнистые	150 „
3.	Песчаники массивные, серые с растительным детритом	45 „
4.	Алевролиты темно-серые. Фауна: *Tosapecten suzukii* var. *fujimotoi* Kob., *Chlamys mojsisovicsi* Kob. et Ichik., *Pleuromya submusculoides* Kipar., *Zeilleria kolymensis* Moiss., *Nucula* sp.	150 „
5.	Песчаники пятнистые, желтовато-серые с растительным детритом и следами ползания червей	30 „
6.	Песчаники пятнистые, среднезернистые	260 „
7.	Песчаники пятнистые, мелкозернистые, темно-серые. Фауна: *Nucula* sp., *Tosapecten suzukii* Kob., *Ditrupa* sp.	30 „

http://jurassic.ru/

8. Песчаники массивные, темно-серые . . . . . 20 *м*
9. Алевролиты зеленовато-серые . . . . . 20 „
10. Песчаники массивные, темно-серые. Фауна: *Oxytoma zitteli* (Tell.), *O. mojsisovicsi* Tell., *Zeilleria kolymensis* Moiss., *Z.* sp., *Rhynchonella* aff. *wollossowitschi* Diener . . . . . 40 „
11. Песчаники пятнистые, желтовато-серые . . . . . 210 „
12. Песчаники массивные . . . . . 50 „
13. Песчаники пятнистые, среднезернистые . . . . . 100 „
14. Песчаники пятнистые, мелкозернистые, темно-серые до черных. Фауна: *Tosapecten suzukii* var. *fujimotoi* Kob., *Chlamys* cf. *mojsisovicsi* Kob. et Ichik., *Oxytoma mojsisovicsi* Tell. . . . . 55 „
15. Песчаники массивные, среднезернистые, желтовато-серые. Фауна: *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *eurhachis* (Tell.), *Tosapecten subhiemalis* Kipar., *T.* cf. *subhiemalis* Kipar., *Cardinia* ex gr. *ovula* Kittl, *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Pleuromya submusculoides* Kipar., *Terebratula* sp. . . . . 30 „

Общая мощность 1300 *м*.

По определениям Е. П. Брудницкой, фауна, собранная в нижней и средней частях разреза свиты, характерна для самых верхних горизонтов карнийского и нижней части норийского ярусов. Верхи свиты охарактеризованы преимущественно монотисовой фауной норийского яруса.

Малый Хинган

В хр. Бол. Чурки нижне- и среднетриасовые отложения обнаружены в 1961 г. В. В. Бобылевым. Эти породы, подстилаемые морскими терригенными отложениями позднепермского возраста, в южной части хр. Бол. Чурки представлены морскими мелководными осадками, на что указывают следы ползания червей, присутствие фрагментов растений и грубозернистость обломочного материала.

В районе сел. Бабстово в основании нижне- и среднетриасовых отложений залегает пачка серых и желтовато-серых косослоистых грубозернистых аркозовых песчаников, нередко слюдистых. Местами в основании пачки прослеживается маломощный (не более 1—2 *м*) горизонт мелкогалечных конгломератов, гальки которых хорошо окатаны и представлены кварцем, темно-серыми алевролитами, кислыми эффузивами и лейкократовыми крупнокристаллическими гранитами. В верхних слоях пачки преобладают средне- и мелкозернистые песчаники более темной окраски. Среди них в карьере в 1,8 *км* от сел. Бабстово, собраны многочисленные аммоноидеи рода *Leiophyllites*. Вскрытая мощность пачки песчаников более 160 *м*.

Выше залегает пачка темно-серых полосчатых и пятнистых аркозовых песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов. Здесь же отмечаются прослои светло-серых средне- и мелкозернистых песчаников. В этой пачке на безымянной вершине, расположенной в 1,4 *км* к северу от сел. Бабстово, найден *Ptychites* sp. Вскрытая мощность верхней пачки не менее 250 *м*.

Отложения, аналогичные вышеописанным, встречены на хр. Ульдура, и, по данным А. П. Глушкова, они же обнажаются в центральной и северной частях хр. Бол. Чурки.

По А. А. Шевыреву и Л. Д. Кипарисовой, аммоноидеи, найденные в нижней пачке песчаников, обнаруживают большое сходство с лейофиллитами из оленекского яруса Приморья и юга Китая и вполне вероятно определяют тоже раннетриасовый возраст этих песчаников. Представители другого рода, *Ptychites* широко известны в анизийских и ладинских отложениях Европы, Азии и Америки. Присутствие *Ptychites* в верхней пачке песчаников свидетельствует об их принадлежности к среднему триасу.

http://jurassic.ru/

В Малом Хингане, на правом борту р. Биры в 6 *км* юго-западнее ст. Будукан в угленосных отложениях, отнесенных к нижней юре, в 1957 г. П. А. Сушковым собраны растительные остатки. По устному сообщению И. Н. Сребродольской, среди них содержатся листья рода *Marchajella*, принадлежащие низам нижнего триаса.

Верхнетриасовые морские образования также известны в пределах Малого Хингана. В 1954 г. по р. Катону Н. И. Саратов собрал коллекцию фауны из керна буровой скважины. Б. М. Штемпелю удалось определить *Monotis ochotica* (Keys.), *Halobia obruchevi* Kipar., *Oxytoma mojsisivicsi* Tell.

Западное Приохотье

В пределах Западного Приохотья небольшие выходы верхнетриасовых отложений * известны на северных склонах хр. Джагды, в верхнем течении рек Шевли, Урми и Гербикана, в среднем течении р. Тевatина и истоках р. Торомкана и в районе побережья Тугурского залива.

В бассейне р. Шевли триасовые отложения впервые были обнаружены В. И. Серпуховым в 1930—1931 гг. Позднее они изучались В. В. Онихимовским, А. А. Кирилловым и Д. С. Несвитом. В верхнем течении рек Урми и Гербикана триасовые образования установлены Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемековым в 1955 г. Наиболее полно триасовые осадки изучены здесь в 1961 г. В. Ф. Сиговым. Отдельные выходы триасовых отложений площадью от 3 до 24 *км*^{2} прослеживаются в широтном направлении на 50 *км* от верховьев ручья Промышленного (правый приток р. Угохана) до верховьев р. Урми. Триасовые образования, залегая несогласно на кембрийских отложениях, зачастую приурочены к грабенам.

В строении триаса принимают участие ритмично переслаивающиеся пачки конгломератов, песчаников и алевролитов. По левому берегу р. Джегданы сводный разрез верхнетриасовых отложений представляется в следующем виде (снизу):

1.	Конгломераты	15 *м*
2.	Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые	70 „
3.	Алевролиты и глинистые сланцы с фауной	105 „
4.	Конгломераты	20 „
5.	Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые	115 „
6.	Алевролиты и глинистые сланцы	90 „
7.	Конгломераты	20 „
8.	Песчаники серые среднезернистые с растительными остатками плохой сохранности	60 „
9.	Конгломераты с прослоями гравелитов	75 „
10.	Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые	150 „
11.	Алевролиты и глинистые сланцы	105 „
12.	Конгломераты с прослоями гравелитов	70 „
13.	Песчаники серые, среднезернистые с растительными остатками	105 „
14.	Глинистые, песчано-глинистые сланцы с обильной фауной	145 „

Мощность толщи 1145 *м*.

А. А. Кириллов и В. В. Онихимовский собрали обильную фауну, включающую *Monotis scutiformis* var. *typica* (Kipar.), *M.* aff. *sublaevis* (Tell.), *M. subcircularis* Gabb, *M. ochotica* cf. var. *densistriata* (Tell), *M. ochotica* var. *aequicostata* (Kipar.), *Halobia* ex gr. *zitteli* Lindstr. Л. Д. Кипарисова, определявшая фауну, пришла к выводу о позднекарнийском и норийском возрасте отложений, заключающих перечисленные выше формы.

* В последнее время А. В. Махининым в бассейне р. Лан в глинистых сланцах обнаружена фауна оленекского яруса — *Olenekites*? sp. indet.

http://jurassic.ru/

По р. Лану и его притоку кл. Модияну в аналогичных осадках Д. С. Несвитом обнаружены *Monotis* cf. *ochotica* (Keys.), *M.* cf. *zabaikalica* Kipar., *M. yakutica* (Tell.), *Tosapecten* aff. *subhiemalis* Kipar. и *Spiriferina* sp. indet., относящиеся к норийскому (или же к верхам карнийского) ярусу.

В среднем течении р. Теватина и в истоках р. Торомкана из-под верхнеюрских осадков, по данным В. А. Ярмолюка, выходят триасовые отложения, представленные известковисто-слюдисто-глинистыми сланцами и алевролитами. Среди сланцев присутствуют конкреции караваеобразной формы черных мергелистых сидеритов размером от нескольких сантиметров до 1 *м* с фауной хорошей сохранности *Monotis ochotica* (Keys.) и *M. yakutica* (Tell.). В алевролитах собрана фауна *Monotis scutiformis* var. *typica* (Kipar.) (преобладает), *Halobia* ex gr. *zitteli* Lindstr., *Undularia* (*Protorcula*?) sp. indet. Заключающие эту фауну слои, по Л. Д. Кипарисовой, относятся, вероятно, к низам норийского яруса. Общая мощность верхнетриасовых отложений определяется в 350—400 *м*.

На побережье Тугурского залива в 1949 г. Л. И. Красный описал верхнетриасовые образования на мысе Чокоринга, на безымянном полуострове в северо-восточной части бухты Мамга, к северу и югу от устья р. Себаша и в верховье р. Уйканкита на северо-западном склоне Альского хребта. Все эти выходы расположены в пределах узкой полосы шириной 4—5 *км*, вытянутой с юго-запада на северо-восток на 40 *км* от р. Уйканкита до побережья Тугурского залива.

На севере полуострова, оканчивающегося мысом Чокоринга, разрез верхнего триаса представлен (снизу):

1. Песчаники серые, плотные, среднезернистые с марказитовыми включениями	8 *м*
2. Четковидный прослой известковистых, тонкозернистых песчаников с обломками *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *eurhichis* (Tell.), *M. yakutica* Tell. и обломки аммонита *Arcestes*	5 „
3. Алевролиты, чередующиеся с туфогенным песчаником. Мощность прослоев алевролитов 0,6—1,0 *м*, песчаников 0,15—0,20 *м*. В алевролитах — редкие линзы известковистых песчаников (размером 4×8 *см*) с битой ракушей	8 „
4. Алевролиты черные и темно-серые с линзовидными прослоями серых среднезернистых песчаников с обломками крупных *Monotis ochotica* (Keys.) (определения Л. Д. Кипарисовой)	13 „
5. Песчаники среднезернистые, переслаивающиеся с тонкоплитчатыми тонкозернистыми песчаниками. Мощность прослоев среднезернистых песчаников 20—40 *см*, тонкозернистых 6—12 *см*	4—5 „
6. Песчаники темно-серые, плотные, массивные, среднезернистые	8 „
7. Песчаники плитчатые, местами «узорчатые» с узловатыми включениями алевролитов неправильной формы	250—280 „

Общая мощность разреза 296—327 *м*.

С южной стороны мыса Чокоринга обнажаются черные глинистые сланцы с *Monotis ochotica* (Keys.) и *M. ochotica* cf. var. *pachypleura* (Tell.).

На Тугурском п-ове, охватывающем с северо-востока бухту Мамга, выходит мощная толща глинистых сланцев с мелкими и крупными *Monotis ochotica* (Keys.) и *M. ochotica* var. *densistriata* (Tell.), перекрытая верхнелейасовыми крупнозернистыми песчаниками.

К северу от устья р. Себаша, ниже прослоев базального конгломерата верхнего лейаса, обнажаются глинистые сланцы, перемежающиеся с прослоями туфопесчаников. В пачках сланцев встречена обильная фауна: *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *densistriata* (Tell.), *M. ochotica* var. *aequicostata* (Kipar.), *M. yakutica* (Tell.) и *Pentacrinus* sp. Глинистые сланцы и туфогенные песчаники с той же фауной были обнаружены в верховьях р. Уйканкита. Л. Д. Кипарисова отмечает,

http://jurassic.ru/

что вся фауна, собранная в районе Тугурского залива, относится к одним и тем же горизонтам норийского яруса. Общая мощность разреза верхнего триаса в этом районе достигает 1100—1200 *м*.

В 1958 г. разрезы в бухте Мамга изучали И. И. Тучков, С. И. Горохов и др. Ими впервые выделены отложения карнийского яруса, представленные преимущественно неправильно-слоистыми алевролитами темно-серого цвета, содержащими редкие прослои песчаников и мелкогалечных конгломератов. Нередко можно наблюдать желваки пирита и марказита, а также крепкие шаровые конкреции. Окаменелости встречаются в конкрециях и во вмещающих породах: *Oxytoma* cf. *mojsisovicsi* Tell., *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *Halobia austriaca* Mojs., *Tosapecten subhiemalis* Kipar., *Worthenia* cf. *humiliformis* Popov, *Discophyllites* sp. indet. Фауна определялась И. И. Тучковым. По его мнению, она указывает на верхнекарнийский возраст отложений, мощность которых около 200 *м*. Здесь же выделены также норийские отложения мощностью 400—450 *м*, содержащие обильную монотисовую фауну.

Условно выделяется рэт (?). Он сложен черными глинистыми сланцами с желвакообразными скоплениями марказита. Здесь найдены: *Nucula* sp., *Oxytoma koniensis* Tuchk., *Pecten koniensis* Tuchk., *Tosapecten subhiemalis* Kipar., *Macrodon* sp. и отпечатки растений *Neocalamites* sp. Мощность 120—130 *м*.

На верхнем триасе, по мнению И. И. Тучкова, совершенно согласно, но с отчетливым размывом залегает средний лейас.

В 1960 г. И. И. Сей и К. М. Худолей в 20 *м* от кровли верхнетриасовых отложений обнаружили *Monotis* ex gr. *ochotica* (Keys.), форму, типичную для норийского яруса, поэтому выделение рэтских отложений на побережье Тугурского залива они считают вряд ли возможным.

Бассейны верховьев рек Амгуни и Урми

Верхнетриасовые образования в бассейне р. Амгунь, обнаруженные в 1939 г. Н. П. Саврасовым, были расчленены им на две согласно залегающие свиты — мерекскую и эбканскую. В последующие годы наличие фаунистически охарактеризованной мерекской свиты подтвердилось не только в верховьях р. Амгуни, но в бассейнах рек Урми и Буреи. Отложения, слагающие (по Н. П. Саврасову) эбканскую свиту, в настоящее время в состав верхнего триаса не включаются.

В бассейне р. Амгуни *мерекская свита*, лежащая с размывом на верхнепалеозойских образованиях, развита в виде нескольких разобщенных выходов, расположенных в среднем и нижнем течении левых притоков Амгуни(реки Мерек, Темга и Ясина).

Базальные слои свиты сложены крупногалечниковыми конгломератами и гравелитами, которые переслаиваются с грубозернистыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками. Конгломераты содержат гальки палеозойских пород, лейкократовых биотитовых гранитов, диоритов, порфиритов и кварцевых порфиров. Выше по разрезу наблюдается переслаивание полимиктовых и аркозовых песчаников с алевролитами. Средняя часть свиты сложена алевролитами с прослоями аркозовых песчаников. Венчается разрез полосчатыми алевролитами с прослоями глинистых сланцев. Нижняя часть мерекской свиты по кл. Контрольному имеет следующий обобщенный разрез (снизу).

1. Конгломераты, переслаивающиеся с гравелитами . . . . . 50 *м*
2. Песчаники конгломератовидные с прослоями полимиктовых песчаников . . 50 „
3. Конгломераты с редкими прослоями алевролитов, содержащих фауну пелеципод . . . . . 50 „

Средняя и верхняя части свиты обнажаются по р. Мереку.

http://jurassic.ru/

Здесь выходят (снизу):

1. Конгломераты с прослоями аркозовых песчаников	10 *м*
2. Песчаники аркозовые с прослоями глинистых сланцев и полосчатых алевролитов	10 „
3. Песчаники аркозовые, переслаивающиеся с полосчатыми алевролитами	100 „
4. Алевролиты	50 „
5. Алевролиты полосчатые с фауной пелеципод	100 „
6. Алевролиты полосчатые, переслаивающиеся с монолитными	70 „
7. Алевролиты полосчатые с прослоями глинистых сланцев с пелециподами	150 „

Общая мощность мерекской свиты составляет 640 *м*.

Свита охарактеризована многочисленной фауной, определенной Л. Д. Кипарисовой и Е. П. Брудницкой: *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* Keys. var. *eurhachis* (Tell.), *M. yakutica* (Tell.), *M.* cf. *subcircularis* Gabb, *M. scutiformis* var. *typica* (Kipar.). Кроме этих форм по р. Ясине установлены *Monotis* cf. *zabaikalica* Kipar., *Gervillia* (?) *simkini* Kipar., *Halobia* sp., *Oxytoma* sp. indet.

В верховьях р. Урми, по С. С. Дарбиняну и Э. Л. Школьнику, мерекская свита, залегающая на девонских и протерозойских породах, слагает серию разобщенных выходов, протягивающихся в северо-восточном направлении на 70—80 *км* от рек Курумкана и Куруминджи до рек Пошоена и Нимчаки. Отдельные выходы ее отмечены в верховьях р. Такса и по правобережью р. Нирана.

Разрез нижней части свиты был прослежен по правому притоку р. Гербичи (снизу):

1. Конгломераты средне- и мелкогалечниковые	14 *м*
2. Конгломератовидные песчаники	52 „
3. Песчаники конгломератовидные, переслаивающиеся с крупнозернистыми аркозовыми песчаниками и среднегалечниковыми конгломератами	20 „
4. Песчаники крупнозернистые, аркозовые с прослойками мощностью 8—10 *см* среднегалечниковых конгломератов	7 „
5. Песчаники крупнозернистые, аркозовые с редкими гальками	39 „

Суммарная мощность 133 *м*.

Верхняя часть мерекской свиты обнажается по р. Сивак (левый приток р. Урми), где наблюдаются (снизу):

1. Песчаники крупнозернистые, аркозовые, желтовато-серого цвета, реже конгломератовидные песчаники	220 *м*
2. Песчаники мелкозернистые, аркозовые с редкими маломощными прослоями крупнозернистых песчаников, содержащих фауну норийского яруса	250 „

Мощность разреза 470 *м*.

Наиболее полный разрез мерекской свиты изучен на левом склоне долины р. Таксана (левый приток р. Урми). Здесь снизу вверх залегают:

1. Песчаники грубозернистые с редкими гальками, размером от 1 до 4 *см* в поперечнике	80 *м*
2. Конгломераты от мелко- до крупногалечниковых (размер гальки от 1 до 15 *см* в поперечнике). Галька хорошо окатана. Цемент песчаный	100 „
3. Песчаники мелкозернистые, полосчатые с мелкой галькой и тонкими прослоями конгломератовидных песчаников	300 „
4. Песчаники крупнозернистые, аркозовые с редкими обломками эффузивных и глинистых пород и с обугленными растительными остатками	150 „

Мощность свиты в описанном разрезе 630 *м*.

На водоразделе рек Сынчуги и Кукана и в верховье р. Пошоена свита представлена преимущественно валунными конгломератами с редкими маломощными прослоями крупнозернистых аркозовых песчаников. Самые верхи ее сложены конгломератовидными песчаниками. В конгломератах размер валунов в поперечнике достигает 60—70 *см*. Валуны в основном состоят из разнообразных древних гранитоидов,

http://jurassic.ru/

гранито-гнейсов, кристаллических сланцев. Цемент конгломератов песчаный. Мощность мерекской свиты достигает здесь 650 *м*.

Триасовый возраст мерекской свиты устанавливается по присутствию в ней (верховья р. Алакана —правого притока р. Сынчуги) отпечатков пелеципод *Monotis ochotica* var. *densistriata* (Tell.) и *M. ochotica* var. *eurhachis* (Tell.), характерных для норийского яруса. Помимо того, в верховьях р. Куруминджи в аналогичных отложениях была обнаружена фауна плохой сохранности, напоминающая *Monotis ochotica*.

В верховьях р. Такса мерекская свита сложена серыми, иногда слабозеленоватыми слюдистыми аркозовыми от грубо- до среднезернистых песчаниками. В нижней и средней частях ее наблюдаются линзы и прослои валунных и галечниковых конгломератов, достигающих мощности 40—80 *см*. В верхней части свиты появляются прослои мелкозернистых кварц-полевошпатовых массивных, иногда полимиктовых песчаников. Видимая мощность свиты 600—700 *м*.

По правобережью р. Ниран мерекская свита в основании представлена пачкой серых валунных конгломератов, содержащих обломки палеотипных эффузивов, порфировидных биотитовых гранитов и метаморфических сланцев. Мощность пачки 150—200 *м*. Выше по разрезу конгломераты постепенно становятся мелкогалечниковыми, в них присутствуют маломощные (30—50 *см*) прослои мелкозернистых зеленовато-серых полимиктовых песчаников. В самых верхах свиты преобладают конгломератовидные песчаники. Мощность верхней части свиты составляет 100—150 *м*.

Общая мощность свиты на этом участке 250—350 *м*.

В левом притоке р. Такса обнаружены глыбы разнозернистого песчаника, содержащего отпечатки *Monotis* cf. *ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *densistriata* (Tell.) (определение Л. Д. Кипарисовой), характерные для норийского яруса.

Бассейн р. Буреи

Впервые верхнетриасовая фауна была обнаружена И. К. Биланом в 1957 г. по р. Томтору в толщах, относившихся ранее к верхнему протерозою или синию. Позднее было установлено, что верхнетриасовые образования представлены в бассейне р. Буреи не только терригенными породами мерекской свиты, но и согласно залегающими на ней вулканогенно-кремнистыми и флишоидными толщами, объединенными В. Ф. Сиговым в маганскую и уссомахскую свиты.

Полоса развития верхнетриасовых пород шириной от 6 до 10 *км* протягивается в меридиональном направлении почти на 100 *км* от верховьев р. Ургала на юге до пос. Ниманчика на севере. Эта полоса ограничена меридиональными разломами, по которым триасовые образования граничат с нижнепротерозойскими гнейсами тастахской серии и верхнепротерозойскими кристаллическими сланцами. В бассейне ручья Золотого верхнетриасовые отложения надвинуты на юрские образования.

Мерекская свита обнажается в бассейне верхнего течения р. Томтора и на небольшой площади выступает в истоках р. Тастаха. Отдельные выходы ее отмечены С. С. Дарбиняном южнее, по правому берегу р. Сулука, в верховьях р. Чегдомына и по левобережью р. Тылерги. Свита сложена конгломератами, песчаниками и алевролитами.

В бассейне р. Томтора мерекская свита лежит на размытой поверхности позднепалеозойских гранитов, что хорошо видно в скалистых выступах близ устьев правых притоков р. Томтора (ручьи Перевальный и Полный). В основании свиты залегает пачка валунных конгломератов

http://jurassic.ru/

(размер валунов до 20 *см*) и грубозернистых аркозовых и полимиктовых песчаников. В гальках конгломератов присутствуют граниты, гранит-порфиры, гнейсы и роговики. Из долины р. Томтора конгломераты прослеживаются в истоки руч. Широкого, где они несогласно перекрывают гнейсы тастахской серии. Далее они перекрываются верхнемеловыми эффузивами. Мощность базальной пачки свиты 50—80 *м*. Выше по разрезу базальные слои сменяются среднезернистыми грубослоистыми полимиктовыми песчаниками светло- и темно-серого цвета, переслаивающимися через 10—20 *м* с черными алевролитами. Мощность пачки песчаников 150—200 *м*. Верхняя часть свиты мощностью 250—300 *м* представлена внизу мелкозернистыми темно-серыми песчаниками с прослоями среднезернистых песчаников и алевролитов с *Monotis ochotica* Keys., *Chlamys* cf. *mojsisovicsi* Kob. et Ichik., а вверху — плитчатыми алевролитами, содержащими *Monotis ochotica* Keys., с пластами мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев мощностью до 3 *м*.

Суммарная мощность мерекской свиты 450—530 *м*.

Маганская свита получила название по р. Магану, где известен наиболее полный ее разрез. Из бассейна р. Магана свита протягивается к югу, в истоки р. Амбардаха, и на север, в бассейн р. Томтора, где согласно перекрывает мерекскую свиту. Представлена маганская свита диабазовыми порфиритами, туфами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и песчаников. Пестрый литологический состав, невыдержанность пород по простиранию является характерными особенностями свиты. Граница между мерекской и маганской свитами устанавливается по появлению среди алевролитов и глинистых сланцев в верхней части мерекской свиты пластов диабазовых порфиритов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев.

Разрез маганской свиты в долине р. Магана, в 1,2 *км* выше устья, начинается пачкой светло- и темно-зеленых диабазовых порфиритов, иногда миндалекаменных, с прослоями туфов, туфоконгломератов и литокластических туфов. Кластический материал представлен окатанными и угловатыми обломками кварцитов, слюдяно-кварцевых сланцев, кварца и диабазовых порфиритов, сцементированных эпидот-серицит-хлоритовым агрегатом. Мощность пачки диабазов около 500 *м*. Выше следует пачка, сложенная туфами диабазовых порфиритов мощностью 100—150 *м*. Заканчивается разрез диабазовыми порфиритами, переслаивающимися с алевролитами, песчаниками, глинистыми и кремнисто-глинистыми. Суммарная мощность свиты здесь 700—750 *м*.

Аналогичное строение свита имеет к югу от маганского разреза. Так, в береговых обнажениях р. Буреи ее слагают (снизу):

1. Туфы диабазовых порфиритов светло-зеленого цвета	40 *м*
2. Диабазовые порфириты массивные и миндалекаменные	20 „
3. Туфы диабазовых порфиритов темно- и зеленовато-серого цвета	140 „
4. Диабазовые порфириты, переслаивающиеся с их туфами	20 „
5. Диабазовые порфириты с пластами песчаников и алевролитов мощностью до 3 *м*	80 „

Общая мощность 300 *м*.

К северу от маганского разреза в составе свиты уменьшаются диабазовые порфириты за счет увеличения туфов, кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев и терригенных пород. В верховьях р. Тастаха разрез свиты следующий (снизу):

1. Диабазовые порфириты темно-зеленого цвета с редкими прослоями туфов мощностью 0,5—5,0 *м*	170 *м*
2. Туфы диабазовых порфиритов с редкими пластами диабазовых порфиритов	320 „
3. Туфы диабазовых порфиритов, переслаивающиеся с диабазовыми порфиритами и пластами мелкозернистых темно-серых песчаников мощностью до 1 *м*	60 „

http://jurassic.ru/

4. Диабазовые порфириты с редкими прослоями туфов, кремнисто-глинистых сланцев желтовато-серого и серого цвета, линзами сургучных кремнистых сланцев . . . . . 200 *м*

Суммарная мощность свиты 750 *м*.

Еще севернее, в береговых обнажениях р. Мальмальты, разрез следующий (снизу).

1. Глинистые сланцы черного цвета с прослоями мелкозернистых темно-серых песчаников мощностью 3—5 *м* . . . . . 100 *м*
2. Диабазовые порфириты зеленого цвета, рассланцованные . . . . . 40 „
3. Кремнистые сланцы серого и зеленовато-серого цвета . . . . . 40 „
4. Диабазовые порфириты и их туфы массивные . . . . . 200 „
5. Кремнистые сланцы серого цвета . . . . . 60 „
6. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые с прослоями кремнистых сланцев и диабазовых порфиритов . . . . . 300 „

Мощность свиты около 750 *м*.

Наконец, в бассейнах рек Томтора и Бугора маганская свита сложена переслаивающимися алевролитами, песчаниками, глинистыми, кремнисто-глинистыми, кремнистыми сланцами и диабазовыми порфиритами. Последние находятся в подчиненном количестве. В отложениях маганской свиты на правобережье р. Буреи, выше устья р. Прав. Уссомаха, найдены отпечатки монотисовой фауны плохой сохранности. Положение ее в разрезе, между двумя фаунистически охарактеризованными свитами, указывает на позднетриасовый возраст.

Уссомахская свита прослеживается на 90—100 *км* от верховьев р. Ургала через бассейны рек Прав. и Лев. Уссомах, Тастах, Маган, Томтор до бассейна р. Ниман.

Возраст уссомахской свиты до последнего времени оставался неясным. Одни исследователи относили ее к верхнему палеозою, другие к докембрию. М. Н. Ивантишин, впервые выделивший толщу «уссомах» в 1935 г. в составе зеленокаменных пород, кремнистых и глинистых сланцев, конгломератов, песчаников и алевролитов, отнес ее к верхнему триасу. Изучение разрезов и находки ископаемой фауны В. Ф. Сиговым подтвердили точку зрения М. Н. Ивантишина и установили, что уссомахской свитой заканчивается разрез верхнетриасовых отложений р. Буреи.

В строении уссомахской свиты принимают участие ритмично переслаивающиеся конгломераты, алевролиты, а также глинистые сланцы. Характерным для свиты является наличие песчаников черного и пепельно-серого цвета. На нижележащей маганской, уссомахская свита залегает согласно, что устанавливается в береговых обнажениях рек Магана, Буреи и Бугора. Контакт между ними нечеткий. Он выражен в постепенном исчезновении пластов диабазовых порфиритов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Обычно мощность пачки, в которой вулканогенно-кремнистые породы часто переслаиваются с терригенными, не превышает 50—100 *м*.

Общая мощность свиты составляет 1500—1800 *м*. По литологическому составу уссомахскую свиту можно разделить на две части: нижнюю — существенно сланцевую и верхнюю — флишоидную.

Наиболее полно разрез свиты обнажается по р. Бурее ниже и выше устьев рек Лев. и Прав. Уссомаха. Нижнюю часть свиты здесь слагают (снизу):

1. Глинистые сланцы темно-серого и черного цвета с редкими прослоями мелкозернистых песчаников мощностью 2—5 *см* . . . . . 700 *м*
2. Песчаники мелкозернистые, массивные, темно-серые с прослоями среднезернистых песчаников . . . . . 200—250 „

Разрез верхней части свиты по р. Бурее представляется в следующем виде (снизу):

http://jurassic.ru/

1. Конгломераты ритмичнопереслаивающиеся с песчаниками и алевролитами. Ритм начинается конгломератами, состоящими из слабоокатанной и угловатой гальки размером от 1 до 10 *см*, глинистых сланцев, алевролитов, диабазовых порфиритов, слюдяно-кварцевых сланцев и кварцитов, сцементированной среднезернистым кварц-полевошпатовым песчаником или гравелитом; мощность 40 *м*. Выше залегают серые среднезернистые песчаники мощностью 50 *м*. Ритм венчается алевролитами или мелкозернистыми песчаниками темно-серого цвета мощностью до 1 *м*. Мощность ритма равна 90 *м*. Вверх по разрезу мощность его сокращается и составляет 20—25 *м*. Трехкомпонентное строение ритма сохраняется. Мощность конгломератов сокращается до 15 *м*, песчаников до 8 *м* и алевролитов до 0,2—0,3 *м* . . . . . 350—400 *м*
2. Песчаники полимиктовые, мелко- и среднезернистые, светло-серые, через 0,4—3,5 *м* переслоенные 0,2—0,3 *м* пропластками алевролита, залегающего в верхней части двухкомпонентного ритма . . . . 135 „
3. Ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов. В основании ритма залегают крупнозернистые серые полимиктовые песчаники, содержащие редкие остроугольные обломки алевролитов. Мощность слоев песчаника 2 *м*. Выше следуют мелкозернистые песчаники черного цвета мощностью 3—4 *м*. Заканчивается ритм слоем алевролита мощностью 0,5 *м* . . . . . 135 „
4. Алевролиты темно-серые с редкими прослоями темно-серых и черных мелкозернистых песчаников мощностью до 10 *см* . . . . . 40 „
5. Песчаники полимиктовые, среднезернистые, серые с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников серого цвета . . . . . 35 „

К югу от р. Буреи свита имеет строение, аналогичное вышеописанному. К северу в ее составе мощность пачек глинистых сланцев уменьшается за счет увеличения мощности пачек песчаников. В разрезе по р. Маган уссомахская свита делится на три части. В основании залегают серые среднезернистые песчаники (30—35 *м*), которые перекрываются глинистыми сланцами с прослоями песчаников черного цвета (250—300 *м*). Венчается разрез частым переслаиванием конгломератов, песчаников и алевролитов, содержащих *Monotis scutiformis* cf. var. *kolymica* (Kipar.), *M. ochotica* (Keys.), *M.* cf. *ochotica* var. *longa* (Kipar.). Общая мощность свиты (500—550 *м*).

Северный Сихотэ-Алинь

На северо-восточном погружении Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория в бассейне р. Джаур, левого притока р. Хунгари, обнажаются обширные поля развития предположительно верхнетриасовых — нижнеюрских образований, отнесенных к *джаурской свите*. Основная полоса развития этой свиты шириной от 8 до 20 *км* имеет северо-восточное простирание и протягивается на 80 *км* от верховьев р. Маномы до р. Верхн. Удомы. Отдельные выходы джаурской свиты отмечены в верховьях рек Джаура, Эртикули и Гобилли.

Свита изучалась в 1953—1954 гг. А. И. Фрейдиным, Н. Н. Воронцовым, Б. Я. Абрамсоном, Г. Г. Мельником и И. Я. Зытнером, В. Н. Плиевым и Л. С. Устиновой. Она характеризуется преобладанием кремнистых сланцев. В нижней части свиты встречаются линзообразные тела основных эффузивов (спилитов, диабазовых порфиритов и диабазов), их лавобрекчий, туфогенных песчаников и алевролитов. В верхах отмечаются линзы известняков.

Типичный разрез нижней части этой свиты прослеживается по правому берегу р. Джаур, в 2 *км* выше р. Ниж. Полумай. Здесь наблюдаются (снизу):

1. Конгломераты, состоящие из плохоокатанных валунов от 10 до 40 *см*, представленных кварцитовидными полимиктовыми песчаниками и алевролитами и из хорошо окатанных валунов диабазов и диабазовых порфиритов . . . . . 25—30 *м*
2. Диабазы, диабазовые порфириты и спилиты, темно-зеленого цвета . . 250—270 „

http://jurassic.ru/

3. Кремнистые сланцы различных цветов и оттенков. Преобладают светло-розовые и коричневатые тона . . . . . 65 *м*
4. Кремнистые сланцы светло-серые и голубоватые . . . . . 65 „
5. Кремнистые сланцы дымчато-серого и черного цвета . . . . . 80 „
6. Кремнисто-глинистые сланцы серые и голубоватые . . . . . 100 „
7. Песчаники серые, тонкозернистые, плотные, окремненные . . . . . 10 „
8. Кремнистые сланцы дымчато-серые . . . . . 150 „
9. Песчаники серые тонкозернистые, плотные, окремненные . . . . . 130—140 „

Общая видимая мощность нижней части свиты в этом разрезе составляет 870—910 *м*.

По левому берегу р. Джаур, в 1,5 *км* ниже утеса Богуны, наблюдается увеличение мощности базальных конгломерато-брекчий джаурской свиты до 100 *м*. Перекрывающая их пачка спилитов и диабазовых порфиритов имеет мощность 400—500 *м*.

На левом и частично на правом берегу р. Хунгари, ниже устья р. Джаура, нижние горизонты свиты представлены, в основном, лавобрекчиями, конгломератовидными туфобрекчиями, туфами порфиритов, а также туфогенными песчаниками и алевролитами.

Верхняя часть джаурской свиты выходит на поверхность на правом берегу р. Хунгари, ниже устья р. Дюкали, в районе скал Какдяму. Разрез здесь следующий (снизу):

1. Кремнистые сланцы темно-серые, почти черные, переслаивающиеся с сливными светло-серыми . . . . . 60 *м*
2. Песчаники темно-серые тонкозернистые, чередующиеся с песчаниками темно-серыми среднезернистыми . . . . . 20 „
3. Кремнистые сланцы тонкополосчатые, серые с розоватым оттенком и буровато-серые, часто ноздреватые . . . . . 50 „
4. Кремнистые сланцы темно-серые и светло-серые, тонкослоистые . . . . . 70 „
5. Кремнистые сланцы сильно трещиноватые, светло-серые . . . . . 25 „
6. Тонкое переслаивание известняков светло-серых окремненных, темно-серых кремнистых сланцев и мраморизованных известняков . . . . . 60 „
7. Известняки, переслаивающиеся с полосчатыми мраморизованными темно-серыми, кремнистыми сланцами . . . . . 50 „
8. Грубое переслаивание темно-серых, кремнистых сланцев и быстро выклинивающихся тонкозернистых, зеленовато-серых и серых известняков . . 70 „
9. Чередование светло-серых, кремнистых сланцев кварцитовидных и яшмовидных с многочисленными нацело перекристаллизованными остатками радиолярий . . . . . 80 „
10. Кремнистые сланцы светло-серые . . . . . 160 „
11. Кремнистые сланцы серого и буровато-серого цвета с тонкополосчатой текстурой . . . . . 100 „
12. Яшмовидные сланцы известковисто-кремнистые, шоколадного цвета с множеством остатков радиолярий . . . . . 5 „
13. Кремнистые сланцы светло-серые, халцедоновидные, сливные с редкими линзами и прослоями мраморизованных известняков. В нижней части пласт диабазовых порфиритов . . . . . 70 „
14. Глинистые сланцы тонкорассланцованные, черные . . . . . 20 „
15. Кремнистые сланцы сливные, тонкополосчатые. В средней части пласт рассланцованного порфирита . . . . . 80 „
16. Глинистые сланцы тонкорассланцованные, черные . . . . . 10 „
17. Чередование прослоев темно-серых (4—5 *см*), зеленовато-серых (6—7 *см*) и сливных кварцитовидных белых (8—10 *см*) кремнистых сланцев . . . 60 „

Суммарная мощность разреза верхней части свиты примерно равна 1000 *м*.

Общая мощность джаурской свиты 1900 *м*.

Таким образом, нижняя часть свиты представлена измененными основными эффузивами, их туфами, туфобрекчиями и лавобрекчиями. В формировании этой части свиты роль терригенных образований весьма ограничена. Последние, как правило, носят туфогенный характер и образуют постепенные переходы к туфам порфиритов. Средняя и верхняя части свиты сложены преимущественно кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, переслаивающимися с линзами и прослоями известняков. Роль вулканогенных образований здесь незначительна.

http://jurassic.ru/

Возраст джаурской свиты определяется тем, что она, несогласно залегая на верхнепермских осадках, содержит многочисленные радиолярии, среди которых А. И. Жамойда определил: *Sphaerozoum* sp., *Cenosphaera asturana* Rüst., *C. pachilerma* Rüst, *C.* cf. *disserminata* Rüst., *C. clathrata* Par., *Cenellipsis praelonga* Hinde, *C. compressa* Hinde, *Tricolocapsa* cf. *elongata* Pant., *T.* cf. *pinquis* var. Hinde, *Lithocapsa* cf. *ananassa* Rüst, *Stichocapsa* cf. *ovata* Hinde и ряд других форм.

На основании сопоставления указанных радиолярий с известными формами из Ольга-Тетюхинского района А. И. Жамойда пришел к выводу о позднетриасовом возрасте вмещающих фауну средних горизонтов джаурской свиты.

В известняках киселевской свиты, сопоставляемых с верхними горизонтами джаурской свиты и обнажающихся по Амуру у дер. Киселевка, Л. Д. Кипарисовой определен ряд форм, характерных для синемюрского и геттангского ярусов.

Основываясь на вышеприведенных данных, возраст джаурской свиты рассматривается как верхнетриасовый — нижнеюрский. Указанием на то, что период формирования верхов джаурской свиты захватывал низы лейаса служит находка верхнелейасового аммонита *Lillia Bayle* (определение Г. Я. Крымгольца) в низах хунгарийской свиты, согласно залегающей на джаурской.

Хребты Хехцир и Вандан

В пределах хребтов Хехцира и Вандана известны вулканогенно-осадочные толщи, имеющие разрез, сходный с джаурской свитой. Верхнетриасовые — нижнеюрские образования здесь изучались главным образов в 1955—1962 гг. (Ю. М. Логинов, Б. Г. Венус, С. И. Горохов, Е. Т. Михалина, В. Г. Варнавский, В. М. Никольский).

Наиболее полные разрезы верхнетриасово-нижнеюрских образований, объединенных в *краснореченскую свиту*, известны в южных окрестностях г. Хабаровска в районе возвышенности «Два брата» и по берегам Петропавловского озера. Краснореченская свита В. М. Никольским разделена на пять подсвит (снизу):

Первая подсвита. Мелко- и среднезернистые рыжевато-серые песчаники	500 *м*
Вторая подсвита. 1. Темно-серые глинистые сланцы с многочисленными маломощными прослоями песчаников и кремнистых сланцев	65 „
2. Глинистые сланцы с прослоями кремнистых сланцев	19 „
3. Песчаники с прослоями и линзами спилитов и кремнистых сланцев	122 „
4. Переслаивание глинистых сланцев, песчаников, кремнистых сланцев, алевролитов и спилитов	125 „
5. Кремнистые сланцы	185 „
6. Кремнисто-глинистые, глинистые светлоокрашенные сланцы и туфы	24 „
Третья подсвита. 1. Кремнисто-глинистые сланцы	15 „
2. Яшмовидные серые и бордовые кремнистые сланцы	69 „
3. Туфопесчаники с линзами известковистых эффузивов	103 „
4. Известковистые серые и темно-красные спилиты, диабазовые порфириты с прослоями алевролитов, глинистых сланцев, туфопесчаников, линзами известняков	198 „
Четвертая подсвита. Глинистые сланцы, катаклазированные с маломощными прослоями будинированных кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников	700 „
Пятая подсвита. Пестроцветные, яшмовидные, кремнистые сланцы	210 „
Суммарная мощность свиты превышает 2400 *м*.	

Возраст свиты определен на основании находок фораминифер и обломков пелеципод в районе возвышенности «Два брата». В 1913 г. О. Вейгелем были обнаружены плохо сохранившиеся остатки аммоноидей с сутурной линией *Cyclolobus*, многочисленные брахиоподы и чле-

http://jurassic.ru/

ники криноидей. В 1953—1954 гг. А. И. Савченко здесь же найдены обломки пелеципод и скелеты фораминифер, среди которых А. А. Герке были определены *Nodosaria* cf., *biloculina* Frenke, *Dentalina* cf. *quadrata* Issler, *D.* cf. *communis* Orbigny, *D. gladioides* Herke, *Pseudoglandulina* cf. *humilis* (Roemer), *Ps.* sp., *Cristellaria* ex gr. *prima* Orbigny, *Cr.* sp., *Frondicularia* cf. *antiqua* Herke, *Ammodiskus* sp., *Involutaria* sp., *Marginulina* sp.

В 1955 г. из новых сборов А. И. Савченко, С. П. Сергеевой были определены *Nodosaria subprimitiva* Herke, *Dentalina* aff. *quadrata* Issler, *Pseudoglandulina obconica* (Reuss), *Ps.* aff. *librica* Herke.

М. Г. Золотовым в 1955 г. там же был найден обломок известняка с остатками Halobiidae (определение Л. Д. Кипарисовой). Эта форма очень близка к *Daonella moussoni* (Mer.). (ладинский ярус) и к некоторым *Halobia* из группы *Halobia charlyana* Mojs. (карнийский ярус). Л. Д. Кипарисова считает, что эти известняки, вероятно, синхронны нижнекарнийским известнякам с *Halobia* Тетюхинского района. В 1957 *г.* И. И. Тучковым был обнаружен небольшой обломок аммонита, по его мнению принадлежащий к позднетриасовым *Arcestes*.

Близ ст. Вяземской обнажается толща кремнистых пород, известняков и глинистых сланцев, похожая на краснореченскую свиту. В этой толще Ю. Г. Струве обнаружены радиолярии мезозойского облика.

На хр. Вандан к верхнему триасу — нижней юре условно отнесена толща, сложенная туффитовыми песчаниками, туффитовыми конгломератами, туфами с маломощными прослоями серицитово-глинистых сланцев и подчиненными пластами диабазов, спилитов и кремнистых сланцев.

Приведенные выше сведения по стратиграфии триасовых отложений, развитых на территории Амурской области и Хабаровского края, свидетельствуют о том, что в ранне- и среднетриасовые эпохи морские бассейны Приморья и Среднего Приамурья, несомненно, были связаны между собой.

По мнению В. В. Бобылева и других, сообщение этих бассейнов в раннем и среднем триасе происходило через территорию хребтов Сихотэ-Алиня, Хехцира и Вандана. Отсутствие в хр. Бол. Чурки азимутальных несогласий между отложениями верхней перми и нижнего и среднего триаса указывают на то, что на протяжении эпох позднепермской, ранне- и среднетриасовой на окраине Сихотэ-Алинской геосинклинальной области существовало непрерывное осадконакопление. Это впервые установил в 1937 г. А. З. Лазарев.

Начало карнийского века характеризуется широким распространением бореальных морей, проникавших из северной части тихоокеанского бассейна на северо-восток СССР и через Западное Приохотье в район хребтов Джагды, Соктахан, Буреинский, Верхнее Приамурье и Забайкалье. В пределах Северного Сихотэ-Алиня, хребтов Хехцира и Вандана, так же как и в пределах Тетюхинского района в позднетриасовую эпоху накапливались мощные кремнисто-вулканогенные толщи, что, возможно, указывает на трансгрессию, распространявшуюся с юга.

Намечается значительный предпозднекарнийский, возможно, местами преднорийский размыв, так как в ряде районов Западного Приохотья и в бассейнах рек Урми, Аргуни и Буреи соответствующие отложения трансгрессивно перекрывают протерозойские, девонские, каменноугольные и пермские образования.

В пределах Монголо-Охотской геосинклинальной области в целом выдерживается терригенный тип разреза с наличием грубообломочных отложений, за исключением бассейна р. Буреи, где, кроме терригенных образований, имеются вулканогенно-кремнистые. В Сихотэ-Алинской

http://jurassic.ru/

геосинклинальной области большое значение имеют толщи кремнисто-вулканогенного состава (рис. 24).

Верхняя граница триасовых отложений в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной области нигде достоверно не устанавливается, так как почти всюду норийские и, возможно, рэтские отложения с размывом и часто несогласно перекрываются нижнеюрскими. В пределах Сихотэ-Алинской геосинклинальной области формирование верхнетриасовых — нижнеюрских образований закончилось, по-видимому, в нижнем лейасе.

Все три отдела триаса на Дальнем Востоке еще недавно были доказаны только в Южном Приморье. В настоящее время наметились новые районы, где описываются относительно полные разрезы триаса. Это указывает на сходство истории триасового развития мезозойских геосинклиналей на северо-востоке и в Охотской ветви Монголо-Охотской области с одной стороны и в Среднем Приамурье и Приморье — с другой.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Изучением стратиграфии юрской системы Амурской области и Хабаровского края занимались С. Н. Алексейчик, Н. П. Батурин, Т. А. Бешкарев, Е. Б. Бельтенев, К. И. Богданович, С. М. Брагинский, В. А. Вахрамеев, И. И. Волчек, С. И. Горохов, А. П. Глушков, Т. Н. Давыдова, С. С. Дарбинян, В. К. Елисеева, П. П. Емельянов, М. Г. Золотов, И. Я. Зытнер, Ю. А. Иванов, А. А. Кириллов, И. Г. Козлов, Л. И. Красный, Г. Я. Крымгольц, Г. П. Леонов, А. А. Леонтович, Ю. М. Логинов, Н. Г. Меглицкий, Б. А. Микаилов, С. А. Музылев, Д. С. Несвит, И. К. Никифорова, В. В. Онихимовский, Н. К. Осипова, В. Н. Плиев, Э. П. Портнягин, В. Д. Принада, А. И. Савченко, В. И. Серпухов, И. И. Сей, Л. В. Сибирякова, Е. Г. Седельникова, Н. П. Савраcов, В. З. Скороход, Г. И. Степанов, В. И. Сухов, Р. М. Тоноян, А. В. Ульянов, А. И. Фрейдин, А. И. Хлапонин, К. М. Худолей, Г. Н. Чертовских, Н. С. Шатский, Э. Л. Школьник, Ф. Б. Шмидт, В. А. Ярмолюк и многие другие.

Монографическое описание палеонтологических находок производилось Н. С. Кулжинской-Воронец (1937), Г. Я. Крымгольцем (1939), Л. Д. Кипарисовой (1952) и Г. Т. Пчелинцевой (1962). Отдельные палеонтологические определения фауны и флоры производились Н. А. Беляевским, В. И. Бодылевским, Е. П. Брудницкой, В. А. Вахромеевым, А. И. Жамойда, Г. Я. Крымгольцем, А. И. Кетовой-Турутановой, В. С. Коковкиным, А. Н. Криштофович, Р. Х. Липман, Г. Т. Пчелинцевой, В. Д. Принадой, И. Н. Сребродольской, Л. В. Сибиряковой, В. З. Скороходом, К. М. Худолеем и Д. М. Чедия.

В пределах рассматриваемой территории юрские отложения представлены тремя отделами и встречаются в Приамурье, Буреинском бассейне, Малом Хингане, Западном Приохотье и Сихотэ-Алине. Их суммарная мощность достигает 9000 *м*. Они представлены терригенными морскими и континентальными фациями и выполняют прогибы Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской геосинклинальных областей.

Выходы нижнего лейаса — (геттангский (?) и синемюрский ярусы) — известны в низовьях Амура и представлены кремнистыми породами, содержащими прослои спилитов, конгломератов и линзы рифовых известняков (киселевская и, возможно, верхи джаурской свиты) с *Cardinia amurensis* Kipar., *Ctenostreon orientale* Kipar., *Chlamys textoriia* Schloth., *Phylloceras* sp., *Rhacophyllites amurensis* Kipar. Мощность нижнего лейаса около 500 *м*.

http://jurassic.ru/

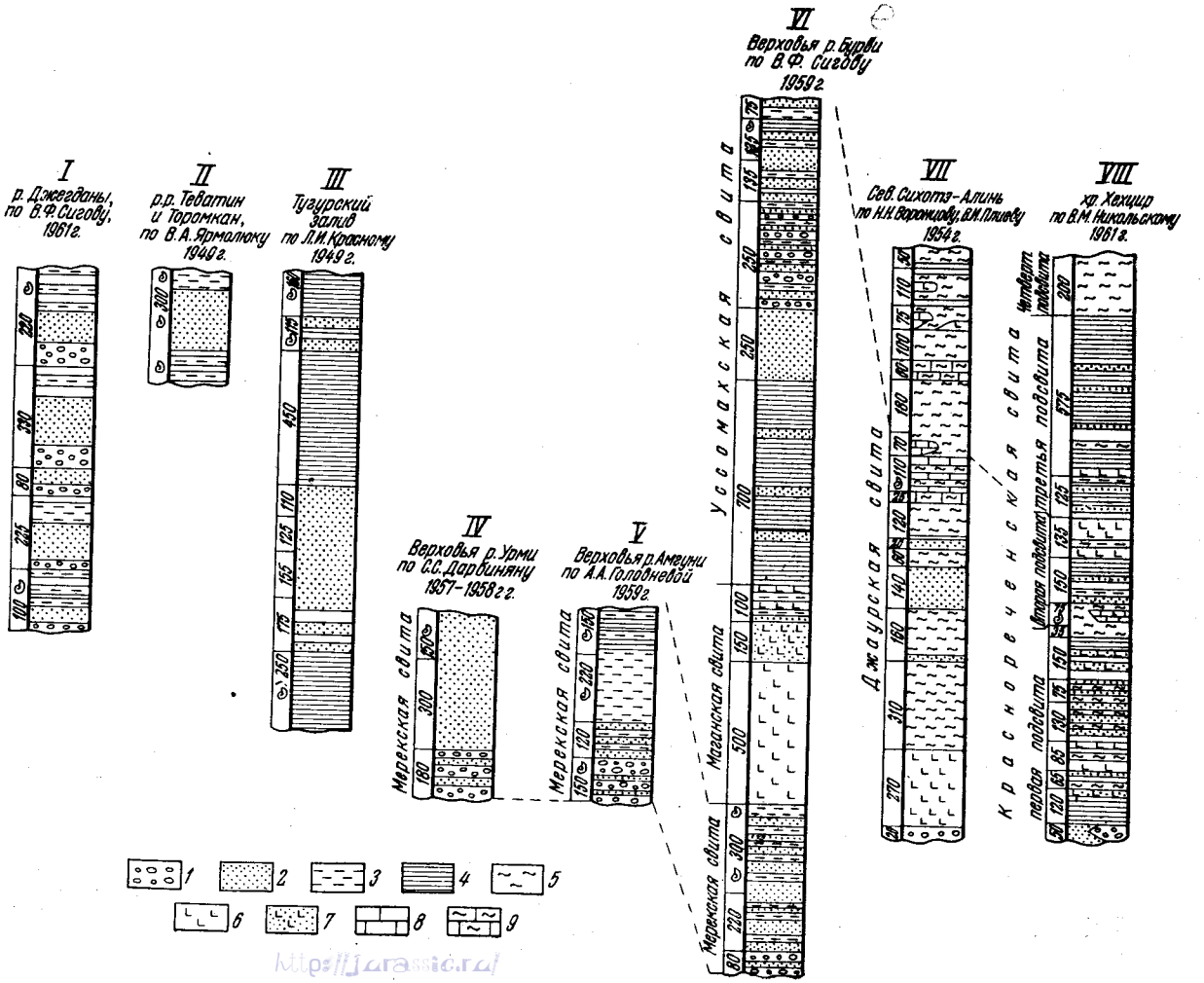


Рис. 24. Схема сопоставления разрезов верхнего триаса Хабаровского края

I—III — Западное Приохотье; IV—VIII — Сихотэ-Алинская складчатая область

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — глинистые сланцы; *5* — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; *6* — основные эффузивы; *7* — туфы основных эффузивов; *8* — известняки; *9* — известковистые кремнистые сланцы

https://jurassic.ru/

Отложения среднего лейаса распространены в Буреинском бассейне и Западном Приохотье. Они представлены глинисто-песчаными породами мощностью около 800 *м* с *Uptonia jamesoni* Sow. и *Amaltheus margaritatus* Montf.

Верхний лейас, преимущественно песчаники, реже песчаносланцевые отложения, известен в Верхнем Приамурье (дугинская свита), Северном Сихотэ-Алине (хунгарийская свита с *Phymatoceras (Lillia)* sp.) в Буреинском бассейне (верхи нижнеумальтинской подсвиты с *Hildoceras levisone* Simps., *Pseudolioceras lythense Joung* et *Bird.*). В Малом Хингане, кроме морских отложений с *Mesoteuthis stumula* Dum., известны прибрежно-континентальные с пластами каменного угля (лангаринская свита). В Западном Приохотье встречены отложения с *Pseudolioceras compactile* Simps. мощностью от 300 до 1000 *м*.

Отложения ааленского яруса средней юры известны во всех перечисленных районах и представлены песчаниками с морской фауной *Inoceramus formosulus* Vor., *In. subambiguus* Pčel. и др. *Pseudolioceras* sp., *Ludwigia* cf. *brasile* (Buckm.).

В Сихотэ-Алине в аалене наряду с осадочными отложениями распространены андезитовые порфириты, их туфы и кремнистые породы. Мощность аалена здесь достигает 3000 *м*.

Отложения байосского и батского ярусов с органическими остатками встречаются на небольших участках или в отдельных точках. Так например, на р. Бурее в эпиканской свите обнаружен Е. П. Брудницкой *Pseudomonotis doneziana* Boriss. Перечисленные формы указывают на байосский или батский возраст вмещающих их пород. Условно к этим же отложениям в западных районах Сихотэ-Алиня относятся эффузивные образования основного и среднего состава.

Верхнеюрские отложения, почти так же широко развиты как и ааленские. Они представлены как морскими, так и континентальными фациями. В Западном Сихотэ-Алине и в бассейне р. Уды к келловею условно относится часть толщи конгломератов, залегающая на древних образованиях с угловым несогласием. Морские отложения бат-келловея в Буреинском бассейне представлены песчаниками и глинистыми сланцами с аммонитами *Arctocephalites orientalis* Krimh., *Granocephalites era* (Krimh.). Отложения келловея с *Bureiamya cardissoidoformis* Vor., *Modiolus bureiensis* Vor. распространены в Западном Приохотье.

Отложения оксфорд-нижневолжского яруса с фауной *Aucella* ex gr. *bronni* Lah., *A.* ex gr. *pallasi* Keys. известны в Верхнем Приамурье, Западном Приохотье, возможно, в Буреинском бассейне (эльгинская свита), Малом Хингане и Нижнем Приамурье.

Морские фации волжского яруса с *Aucella* ex gr. *pallasi* Keys. и новыми видами аммонитов *Macrophylloceras* (?), встречаются в Западном Приохотье. Пресноводно-континентальные, частью угленосные отложения известны в Верхнем Приамурье, Буреинском бассейне и к западу от него (чаганыйская и вероятно талынжанская свиты). В нижнем течении р. Зеи пресноводно-континентальные отложения верхней юры сложены конгломератами, песчаниками, туффитами, алевролитами и известняками (зейская свита) с фауной *Unio* sp., *Plicatounio* sp., *Ferganoconcha* sp. Мощность верхней юры от 2000 *м* в Буреинском бассейне до 6000 *м* в бассейне р. Уды.

Юрское море на описываемой территории существовало с начала юрского времени и до аалена, занимая то меньшие, то большие площади. В Нижнем Приамурье предполагается согласное залегание лейаса с триасом. В Буреинском бассейне верхи нижнего лейаса лежат на древних метаморфических и изверженных породах. В районе Верхнего

http://jurassic.ru/

Приамурья отложения верхнего лейаса лежат на древних породах (тепловская свита) с угловым несогласием. Ааленские отложения средней юры наиболее широко распространены и залегают согласно на более древних отложениях. Поднятие земной коры в байос — батское время вызвало отступание моря. Однако существовали участки, где эти отложения сохранились. К этому времени приурочены складкообразовательные движения и внедрение гранитоидов с редкометальным оруденением. Последующая трансгрессия моря приурочена к концу бата и келловею. В оксфорде морская трансгрессия, идущая с востока, распространяется почти так же широко, как и в аалене. К концу юры море остается в Западном Приохотье и Сихотэ-Алине.

Верхнее Приамурье

Юрские отложения в Верхнем Приамурье широко развиты в пределах северной части Верхнеамурского мезозойского геосинклинального прогиба, занимающего территорию по левобережью р. Амура. Этот прогиб протягивается здесь полосой северо-восточного простирания, от района слияния рек Шилки и Аргуни на западе, до р. Ольги на востоке. Максимальной ширины (до 70 *км*) эти отложения достигают в бассейне рек Ольдой и Бол. Невер, Осежины и Керак.

Впервые юрские отложения в Верхнем Приамурье были установлены в 1869 г. Ф. Б. Шмидтом. Затем стратиграфия их уточнилась работами А. И. Хлапонина, А. А. Леонтовича, В. Д. Принады (1932), В. З. Скорохода (1934), Н. П. Саврасова, М. С. Нагибиной (1958), Г. П. Леонова (1962) и др. В последние годы Верхнеамурской экспедицией ДВГУ совместно со ВСЕГЕИ проведены геологосъемочные и специальные стратиграфо-палеонтологические исследования в бассейнах рек Бол. Невер, Ольдой, Осежины, Керак, Ускали и левобережью Амура. К западу от р. Ольдоя, в районе слияния рек Шилки и Аргуни, а также р. Амазара проведены геологосъемочные работы группой сотрудников Львовского государственного университета (Э. А. Портнягин, К. С. Шашкин, Д. И. Горжевский и др.).

В бассейне р. Зеи о присутствии морских юрских отложений до настоящего времени говорилось только условно. К ним относили фаунистически не охарактеризованные песчано-сланцевые отложения, подстилающие угленосные свиты. Теперь эти толщи на основании находок морской фауны В. В. Шихановым, В. Ф. Зубковым следует относить к триасу.

В бассейнах рек Деп и Амнун В. В. Шихановым были установлены юрские отложения с морской фауной. По определению Е. П. Брудницкой, здесь найдена *Modiola czekanowskii* L a h.

Наиболее полной схемой стратиграфического подразделения юрских отложений Верхнего Приамурья является схема, предложенная в 1934 г. В. З. Скороходом. Все морские осадки юры он объединил в одну, так называемую «*буреинскую свиту*», в которой выделил снизу вверх шесть горизонтов.

1. Базальный горизонт, представленный конгломератовидными песчаниками с прослоями мелкогалечниковых конгломератов и известковистых песчано-глинистых сланцев с белемнитами, мелкими гастроподами и пелециподами: *Leda* sp., *Parallelodon* sp., *Cardita* sp., *Astarte* sp., *Crenatula* olivex Q u e n s t. Встречаются также обугленные растительные остатки . . . 30 *м*
2. Иноцерамовый горизонт, состоящий из известковисто-глинистых песчаников с кремнистыми шарообразными конкрециями и углисто-глинистыми включениями, с фауной иноцерамов: *Inoceramus lucifer* E i c h w., *In. porrectus* E i c h w, *In. ambiguus* E i c h w., *In. ussuriensis* V o r. . . . . 60 „

http://jurassic.ru/

3. Горизонт темно-серых песчанистых сланцев с мелкими пелециподами: *Lucina, Lima, Limopsis,* реже большие раковины *Inoceramus* sp. В песчаных прослоях встречаются растительные остатки . . . . . 650 *м*
4. Горизонт перемежающихся песчаников и сланцев с растительными остатками и фауной мелких белемнитов и пелеципод: *Lucina* sp., *Cuculaea* sp., *Pseudomonotis* aff. *elegans* Goldf., который указывает по данным В. З. Скорохода, на байосский возраст . . . . . 1100 „
5. Горизонт жервильиевых песчаников и сланцев с фауной: *Ostrea* sp., *Pseudomonotis echinata* Smith., *Myacites* sp., *Cresslya peregrina* Phill., *Lucina* sp., *Perna* sp., *Gervillia* sp. и *Belemnopsis* . . . . . 420 „
6. Горизонт модиоловых и узорчатых песчаников с прослоями песчано-глинистых сланцев, содержащих остатки обугленных растений. В узорчатых песчаниках встречены пелециподы: *Lucina, Cyprina, Modiolus, Lima, Leda, Parallelodon, Avicula, Tapes, Nucula* несколько белемнитов и представитель рода *Dentalium* . . . . . 1550 „

Выше залегает пресноводно-континентальная толща никанской свиты, отнесенная к меловой системе. Общая мощность морских юрских отложений в Верхнем Приамурье определяется В. З. Скороходом в 3750 *м*.

Работами 1957—1961 гг. Ю. М. Логинова, Г. И. Степанова, Д. В. Воронина, З. Д. Москаленко, А. И. Савченко, Л. В. Сибиряковой и других в бассейнах рек Ольдой, Бол. и Мал. Невер, Осежины, Керак, Ангарич, Ускали установлен снизу вверх следующий разрез (рис. 25).

Самым нижним членом разреза является *дугинская свита.* Она развита в бассейне нижнего и среднего течения р. Бол. Невер, среднего течения бассейнов рек Ульдугичи, Бургали, Ольдой, Типара и Тюремная. Свита сложена грубозернистыми и разнозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами и глинистыми сланцами. Мощность ее колеблется от 650 до 1800 *м*. Возраст определяется как верхний лейас находками в районе среднего течения р. Мал. Невер, в низах свиты таких форм, как *Eumorphotis marchaensis* Petr., *Isognomon* sp. В более верхних горизонтах свиты, в районе оз. Дугино, встречены пелециподы: *Oxytoma* ex gr. *münsteri* Goldf., *Inoceramus ambiguus* Eichw. Наконец, в районе Забайкальской железной дороги, примерно в 3 *км* восточнее ст. Ульручьи, в выемке встречена *Nucula hammeri* Defr.

На восточном берегу оз. Дугино дугинская свита с угловым несогласием ложится на отложения тепловской свиты (верхний девон). Здесь снизу вверх наблюдается:

1. Конгломерат, состоящий из мелких, плохо окатанных галек (3—6 *мм* в диаметре), состоящих из алевролитов, песчаников, кварца, кремнистых сланцев, гранитоидов и других пород (мощность до 0,5 *м*). В этом слое почти на плоскости размыва присутствует тонкий прослой (6—8 *см*), состоящий из битой мелкой ракуши пелеципод: *Ostrea* sp. indet., *Chlamys* sp., *Oxytoma* ex gr. *münsteri* Goldt. . . . . 0,5 *м*
2. Песчаник грубозернистый, буровато-серый с *Ostrea* sp. . . . . 0,8 „
3. Конгломерат зеленовато-серого цвета, состоящий из мелкой, плохо окатанной гальки алевролитов, песчаников, кремнистых сланцев, гранитоидов, сцементированных песчано-глинистым материалом . . . . . 6 „
4. Песчаник темно-серый, грубозернистый, переходящий постепенно в песчанистые алевролиты . . . . . 20 „
5. Песчаник грубозернистый, серый, плохо отсортированный . . . . . 3 „
6. Песчаник темно-серый, глинистый, постепенно переходящий в песчанистый алевролит. Здесь встречены *Inoceramus ambiguus* Eichw., *Inoceramus* sp. 38 „

Выше разрез можно составить только по высыпкам и расчисткам, в которых устанавливается чередование слоев песчаников и алевролитов. Мощность этой части дугинской свиты 250—300 *м*. Некоторые геологи предполагают, что непосредственно на дугинской свите залегает

http://jurassic.ru/

толща пород *сковородинской свиты*. Эта свита развита в бассейнах рек Ольдоя и Бол. Невер и верховьях р. Солонцовой. Представлена она ритмичным чередованием мелкозернистых песчаников и алевролито-глинистых сланцев (флиш). Каких-либо органических остатков во флише не встречено. Сковородинская свита по возрасту условно отнесена к ааленскому ярусу. Мощность ее 800—1000 *м*.

Стратиграфически выше залегает *ошурковская свита*. Отложения этой свиты распространены в бассейнах рек Ульдугичи, Бургали, Ольдой, Кутаманда, Бол. Невер. Литологически нижняя часть ошурковской

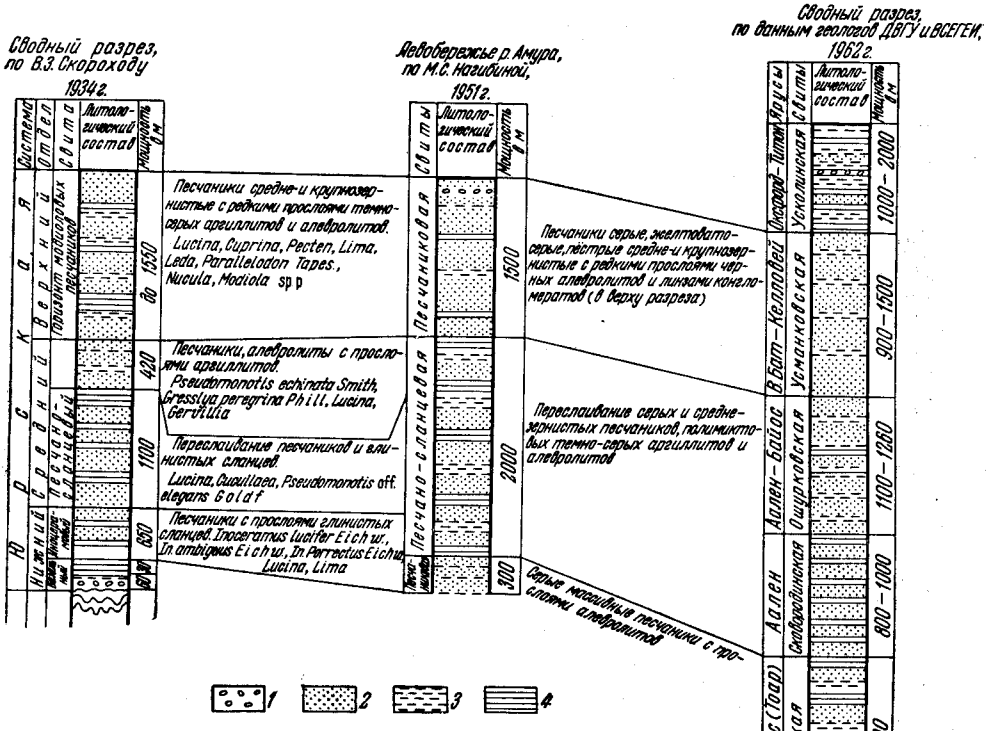


Рис. 25. Схема сопоставления разрезов морских юрских отложений Верхнего Приамурья

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — глинистые сланцы и аргиллиты

свиты представлена переслаиванием полимиктовых песчаников с алевролитами и глинистыми сланцами, обогащенными углистым материалом. В верхней части преобладают среднезернистые, полимиктовые, светло-серые песчаники, насыщенные уплощенными включениями глинистых сланцев. Мощность свиты достигает 1100—1200 *м*. Возраст ошурковской свиты на основании остатков пелеципод определяется как среднеюрский. В этой свите встречены следующие фаунистические остатки: *Isognomon* aff. *isognomonoides* Stahl, *Isocyprina caudata* Sow., *Is. shizuhamensis* Hayami, *Tancredia incurva* Benecke, *T. donaciformis* Lyc., *T. mactroides* Whiteaves, *T. subtilis* Lah., *Liostrea sandalina* Goldf., *L. irregularis* Münst., *Chlamys* cf. *dewalquei* Oppel var., *jurensis* Riche, *Lissoclamys* sp., *Arcomytilus* sp. nov.,

http://jurassic.ru/

Meleagrinella sp. (cf. *elegans* Münst.), *Camptonectes lens* Sow. и др.

Наиболее полный разрез ошурковской свиты можно наблюдать в районе Рейновской железной дороги (ст. Сковородино-Рейново). Здесь снизу вверх обнажаются:

1.	Алевролиты темно-серые, глинистые	1 *м*
2.	Песчаники серые, тонкозернистые, массивные	12 „
3.	Песчаники серые, полимиктовые	80 „
4.	Алевролиты черные, однородные, иногда с горизонтальной слоистостью	10 „
5.	Песчаники серые полимиктовые, среднезернистые	7 „
6.	Алевролиты темно-серые, с узловатой текстурой. Здесь встречены: *Tancredia* cf. *donaciformis* Lyc., *Cypricardia* sp. indet., *Isocyprima* sp., *Liostrea* sp.	10 „
7.	Песчаники серые, среднезернистые, монолитные	12 „
8.	Алевролиты темно-серые, слоистые. Здесь встречены: *Tancredia donaciformis* Lyc., *T. mactroides Whiteaves*, *Liostrea sandalina* Goldf.	43 „
9.	Песчаники серые, среднезернистые	1 „
10.	Алевролиты темно-серые, песчанистые, слоистые, переходящие в глинистые песчаники. В середине пачки в одном из прослоев глинистых песчаников встречены *Isognomon* aff. *isognomonoides* Stahl., *Tancredia* sp. nov., *Isocyprina caudata* Sow., *Liostrea sandalina* Goldf., *Chlamys* cf. *dewalquei* Opp. var. *jurensis* Riche	42 „
11.	Песчаники полимиктовые, серые, мелкозернистые	38 „
12.	Песчаники среднезернистые, полимиктовые, с лепешками черных глинистых сланцев. Здесь встречены: *Tancredia* cf. *donaciformis* Lyc., *T.* sp. nov., *T.* sp. и обломок ростра белемнита	80 „
13.	Песчаники среднезернистые, полимиктовые с редкими прослоями черных алевролитов (0,2—0,4 *м*) тонкослоистых	60 „
14.	Сланцы глинистые, черного цвета	4 „
15.	Песчаники среднезернистые, полимиктовые с обилием лепешек черных глинистых сланцев	15 „
16.	Сланцы глинистые, черного цвета	4 „
17.	Песчаники среднезернистые, полимиктовые с редкими прослоями черных алевролитов	140 „
18.	Песчаники серые, полимиктовые, мелкозернистые с редкими растительными остатками	21 „
19.	Алевролиты темно-серые, однородные	2 „
20.	Песчаники серые, полимиктовые, тонкозернистые	34 „
21.	Песчаники серые, мелкозернистые, переслаивающиеся с алевролитами	90 „
22.	Песчаники серые, среднезернистые, монолитные с *Myoconcha* sp., *Lima* sp.	42 „
23.	Песчаники мелкозернистые, серые, переслаивающиеся с темно-серыми песчанистыми алевролитами	65 „
24.	Песчаники темно-серые, среднезернистые с редкими прослоями песчанистых алевролитов (мощность 0,3—0,6 *м*). Здесь встречены: *Chlamys* cf. *dewalquei* Opp. var. *jurensis* Riche, *Lyssochlamys* sp., *Camptonectes lens* Sow., *Monotis* sp. indet., *Tancredia compressa* Terq., *T.* sp. nov., *Arcomytilus* sp. nov., *Liostrea sandalina* Goldf., *Isognomon* aff. *isognomonoides* Stahl.	25 „
25.	Алевролиты темно-серые, слоистые	7 „
26.	Песчаники темно-серые, мелкозернистые, переходящие в песчанистые алевролиты	7 „
27.	Алевролиты темно-серые, песчанистые с прослоями мелкозернистых песчаников, с остатками пелеципод: *Camptonectes lens* Sow., *Tancredia* sp. nov., *Liostrea* cf. *acuminata* Sow., *Isognomon* aff. *isognomoides* Stahl.	24 „

Общая видимая мощность разреза ошурковской свиты в районе Рейновской железнодорожной ветки составляет 872 *м*.

За ошурковской свитой следует *усманковская,* отнесенная по возрасту к верхнему бату — келловею. Таким образом, границу между средней и верхней юрой нужно проводить внутри усманковской свиты. Усманковская свита распространена в бассейне р. Бол. Невер, на отрезке Забайкальской железной дороги, между станциями Сковородино и Бол. Невер, по ключу Усманковскому, в бассейнах рек Ольдой и Осежины. В составе усманковской свиты преобладают разнозернистые (средне- и мелкозернистые) полимиктовые и туфогенные песчаники. Алевролиты встречаются в виде прослоев небольшой мощности. В песчаниках присутствуют обугленные остатки растений. По всей

http://jurassic.ru/

свите встречены остатки пелеципод: *Modiolus solenoides* Morr. et Lyc., *M. czekanowskii* Lah., *Meleagrinella umalthensis* Krimh., *Isognomon promytiloides* Lam., *Macrodon* sp., *Tancredia donaciformis* Lyc., *Cyprina* cf. *syssolae* Keys., *Pleuromya elongata* Vor. (non Ag.). В районе р. Осежины в отложениях усманковской свиты Н. П. Саврасовым был найден аммонит, который определен К. М. Худолеем как *Arctocephalites* sp., а А. И. Савченко — белемнит, принадлежащий роду *Cylindroteuthis*.

Мощность свиты колеблется от 900 до 1500 *м*.

Вышележащая *ускалинская свита* является переходной от морских отложений к континентальным и представлена алевролитами и глинистыми сланцами, с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Эта толща пород развита в бассейнах рек Ускали, Бол. Невер и Ольдой. Мощность свиты колеблется от 1000 до 2000 *м*. В районе р. Ускали в этой свите З. Д. Москаленко была найдена *Aucella* sp. (cf. *bronni* Lah.). Эта находка позволяет отнести отложения ускалинской свиты к верхней юре, точнее оксфордскому — титонскому ярусам.

Общая мощность морской юры в описанном районе достигает 6500 *м*.

Стратиграфически выше ускалинской свиты залегают пресноводно-континентальные отложения с остатками флоры и пресноводных моллюсков. В бассейне рек Осежины и Буринды Ю. М. Логиновым, З. Д. Москаленко и Д. В. Ворониным среди пресноводно-континентальных образований, залегающих согласно на ускалинской свите, выделена *осежинская свита*. Она представлена преимущественно монотонной толщей кварцитовидных и известковистых песчаников, а также известково-глинистых сланцев. Мощность свиты достигает 1300 *м*. В верхней части свиты, в районе ключа Игакского, З. Д. Москаленко (определения Ч. М. Колесникова) найдены следующие пресноводные моллюски: *Arguniella curta* Ch. Kol., *A. elongata* Ch. Kol., *A. triangularis* Ch. Kol., *A. ventricosa* Ch. Kol., *Bithynia* aff. *menguinensis* Grab., *Valvata transbaicaliensis* Mart., *Probaicalia gerassimovi* (Reis.). В районе сел. Албазино А. И. Савченко из этой свиты была собрана коллекция флоры, содержащая, по определению И. Н. Сребродольской, следующие растения: *Coniopteris* cf. *hymenophylloides* Brongn., *Czekanowskia rigida* Hr., *Cz. setacea* Hr., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Sphenopteris* sp., *Coniopteris* sp.

На основании комплекса фауны и частично флоры можно прийти к выводу о титонском возрасте отложений осежинской свиты. Выше лежит пресноводно-континентальная толща пород, относимая уже к верхней юре — нижнему мелу, на основании встреченного в ней комплекса флоры (см. рис. 25).

К западу от р. Ольдой в бассейне р. Амазара морские юрские отложения выделены Б. Г. Кузнецовым и А. Д. Бритченко условно на основании литологического сходства с морскими юрскими образованиями Верхнего Приамурья. Этот комплекс пород залегает в бассейне р. Амазара трансгрессивно и несогласно на дислоцированных среднепалеозойских отложениях и на фаунистически охарактеризованном верхнем триасе. В бассейнах рек Шилки и Аргуни в низах разреза выделяются отложения среднего и верхнего лейаса, представленные конгломератовидными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с *Harpax laevigatus* Sow.

Мощность толщи колеблется от 1400 до 1500 *м*.

В вышележащей песчано-сланцевой толще аален-байосского возраста мощностью 1900—2700 *м*, встречены *Eumorphotis* ex gr. *lenaen-*

http://jurassic.ru/

sis (Lah.), *Mytiloides* ex gr. *amygdaloides* Goldf., *Inoceramus* sp., *Ostrea* sp.

Континентальным аналогом аален-байосских отложений является *холоджиканская свита,* представленная конгломератами, песчаниками и алевролитами.

Заканчивается разрез морской юры в этом районе толщей конгломератов и песчаников с *Modiolus solenoides* Morr. et Lyc. и *Modiolus czekanowskii* Lah.

По возрасту эту толщу следует отнести к бату-келловею. Общая мощность юрских образований в бассейне рек Шилки и Аргуни достигает 4000—5200 *м.* Пресноводно-континентальные образования юры известны, кроме того, у подножия Станового хребта, хр. Янкан и в низовьях р. Шилки. Располагаются они здесь в виде небольших изолированных участков и представлены конгломератами, песчаниками и алевролитами. В них содержатся многочисленные растительные отпечатки. А. А. Кирилловым и Н. Ф. Левыкиным в долине р. Уркана были собраны *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Cladophlebis haiburnensis* Sow., *C. tchihatchewii* Hr., *Ginkgo sibirica* Hr. и др.

В низовьях р. Шилки Е. А. Модзалевской и М. Н. Петрусевичем в 1954 г. были найдены растительные остатки *Cladophlebis* sp., *Coniopteris* sp., *Ginkgo schmidtiana* Hr., *Phoenicopsis angustifolia* Hr., *Ph. speciosa* Hr., *Pityophyllum longifollum* Nath., *Carpolithes cinctus* Nath., *Sphenopteris transbaikalica* Pryn. По мнению И. Н. Сребродольской, возраст отложений датируется как юрский.

Характер осадков, слагающих юрские морские отложения в верховьях Амура, свидетельствует о том, что накопление их происходило в относительно неглубоком морском бассейне с подвижным и довольно быстро прогибающимся дном. В этом же районе можно наблюдать фациальные изменения юрских отложений от морских к прибрежно-континентальным, что позволяет наметить северную границу юрского моря, которая, вероятно, проходила у подножия Станового хребта.

Западное Приохотье

Морские юрские отложения в Западном Приохотье распространены в пределах широкой синклинальной структуры Торомского прогиба (рис. 26) и в южной части Удского краевого прогиба, в нижнем течении р. Шевли и по рекам Лан, Урми, Гербикан и Галлам.

Юрские отложения на южном побережье Удской губы впервые были обнаружены Н. Г. Меглицким в 1854 г. В конце прошлого столетия сборы юрской фауны, принадлежащие К. И. Богдановичу (1905), были обработаны К. Динером. В 40-х годах Е. Г. Сидельниковой, Д. С. Несвитом, В. А. Ярмолюком, Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемековым был собран значительный материал, давший четкое представление о стратиграфии юры. Дальнейшие стратиграфические исследования в этом районе производились И. Н. Никифоровой, С. И. Гороховым и И. И. Тучковым, И. И. Сей и К. М. Худолеем. Юрская фауна Западного Приохотья первоначально изучалась Н. С. Воронец, Н. А. Беляевским, Г. Т. Пчелинцевой и Г. Я. Крымгольцем, флора — А. Н. Криштофовичем. Списки фауны в приводимых разрезах даны по определениям Г. Т. Пчелинцевой, Л. В. Сибиряковой и К. М. Худолея.

Юрская трансгрессия в Западном Приохотье началась со среднего лейаса. В скалистых обнажениях побережья Тугурского залива в бухте Мамга хорошо видно, как нижнеюрские отложения с размывом налетают на породы верхнего триаса (норийский ярус). Здесь разрез начинается пачкой песчаников с прослоями конгломератов и гравелитов,

http://jurassic.ru/

содержащих *Uptonia jamesoni* Sow., *Oxytoma* sp., *Pecten* sp., гастроподы и членики морских лилий. Наличие *Uptonia jamesoni* Sow. позволяет относить эти отложения к плинсбахскому ярусу. Выше следует пачка зеленовато-серых и темно-серых песчаников с редкими пелециподами, относимыми к домеру. Еще выше залегают светло-серые мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями гравелитов и остатками тоарских аммонитов *Pseudolioceras compactile* Simps., а также ино-



Рис. 26. Верхнеюрские отложения южной части Торомского прогиба (левый берег р. Тонум). Фото Л. И. Красного

церам. Дальше идет пачка, состоящая из прослоев песчаников, часто чередующихся с алевролитами с *Pseudolioceras* spp. * и многочисленных иноцерамов: *Inoceramus ambiguus* Eichw., *In. subambiguus* Pčel., *In. subdepressus* Pčel. и др.

Тоарские, а возможно, и нижнеааленские отложения в бухте Мамга перекрываются темно-серыми алевролитами и аргиллитами кимериджского возраста.

И. И. Сей и К. М. Худолей (1962) описали следующий разрез по южному берегу бухты Мамга. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Гравелиты, состоящие из галек кремнистых пород, кварца и изверженных пород. Цементирующим веществом служит песчаник . . . . . 2 *м*
2. Песчаники разнозернистые с прослоями гравелитов. В нижней части пачки встречены *Uptonia* ex. gr. *jamesoni* Sow. и пелециподы . . . . 11 „

* spp. указывает на присутствие нескольких видов данного рода.

http://jurassic.ru/

3.	Песчаники мелкозернистые, пепельно-серые, массивные. В верхах пачки встречен прослой гравелитов мощностью 0,5 *м*	11 *м*
4.	Песчаники мелкозернистые серые, с прослоями черных песчанистых алевролитов	5,3 „
5.	Песчаники мелкозернистые, пепельно-серые	1,3 „
6.	Песчаники мелкозернистые, темно-серые, слоистые с прослоями (1—1,5 *см*) черных алевролитов. Встречены остатки пелеципод и растительные остатки	19 „
7.	Песчаники, переслаивающиеся с алевролитами. В нижней части пачки встречены редкие остатки фауны	56 „
8.	Песчаники разнозернистые, темно-серые. В 10 *м* от подошвы пачки встречены *Pseudolioceras compactile* Simps., пелециподы и гастроподы	43,5 „
9.	Песчаники мелко- и тонкозернистые, темно-серые с прослоями темно-серых алевролитов. В основании пачки в 2 *м* от ее подошвы встречены *Inoceramus* sp. В верхней части пачки собраны многочисленные *Pseudolioceras* sp., *Inoceramus* sp., брахиоподы	25 „
10.	Алевролиты черные, прорванные многочисленными дайками и силлами серой изверженной породы среднего состава. В пределах всей пачки собраны многочисленные *Pseudolioceras* spp., *Inoceramus ambiguus* Eichw., *In. subambiguus* Pcel., *In. subdepressus* Pčel. и др.	135 „

Вышележащие аргиллиты отнесены уже к кимериджу. Первые семь пачек отнесены на основании находок фауны к плинсбахскому — домерскому ярусам, а остальные, начиная с пачки, где найден *Pseudolioceras compactile* Simps. — к тоар-ааленскому ярусу. Общая мощность разреза 522,1 *м*.

Л. И. Красным и Г. С. Ганешиным в береговых обрывах Тугурского залива между устьями рек Мамга и Себаш наблюдался следующий разрез нижне-среднеюрских отложений (снизу):

1.	Песчаники среднезернистые с редкой галькой размером 2—3 *см* кремнистых пород и с прослоем мелкогалечникового конгломерата	170 *м*
2.	Песчаники туфогенные, среднезернистые	22 „
3.	Алевролиты с линзами мелкогалечного конгломерата	0,35 „
4.	Песчаники серые, тонкозернистые	60 „
5.	Песчаники пепельно-серые, узорчатые, тонкозернистые с *Pseudolioceras* sp., *Inoceramus anilis* Pčel.,* *In.* sp. indet.	22 „
6.	Песчаники тонкозернистые, чередующиеся (через 2—3 *см*) с алевролитами	120 „
7.	Алевролиты с прослоями песчаников с *Pseudolioceras* sp., *Inoceramus anilis* Pčel., *Anaucella minima* Pčel., *An. subbroni* Pčel. и др.	18 „
8.	Туфы зеленоватые со скорлуповатой отдельностью	2,3 „
9.	Алевролиты с прослоями песчаников фиолетово-серых	7,5 „

Общая мощность разреза 457 *м*.

Из перечисленной в этом разрезе фауны важное значение имеют многочисленные остатки мелких аммонитов из рода *Pseudolioceras*, распространенных в тоаре и в нижнем аалене.

Отложения ааленского яруса с *Leioceras opalinum* Rein. и многочисленными иноцерамами обнаружены И. И. Тучковым, К. М. Худолеем и И. И. Сей вблизи мыса Никта, где они представлены песчаниками и алевролитами. Мощность аалена в этом районе определяется в 800 *м*.

В бассейне р. Мал. Суникан, по данным И. И. Сей и К. М. Худолея, в основании разреза юрских отложений залегает конгломерат мощностью от нескольких десятков до 500 *м*, который ложится с резким угловым несогласием на палеозойские породы. Вышележащая часть разреза состоит из песчаников, в которых встречаются редкие прослои гравелитов и конгломератов. В средней части толщи песчаников были встречены *Inoceramus subambiguus* Pčel., *In. ambiguus* Eichw., *In. ussuriensis* Vor., *In. formosulus* Vor., *Meleagrinella* sp., *Astarte* sp., *Nucula* sp., *Tancredia* sp. и аммониты, характерные для тоарского и ааленского ярусов. Максимальная мощность юры в этом районе 3500 *м*. Фаунистически охарактеризованных отложений байоса и бата в Западном Приохотье не известно.

* Предварительно эта форма была определена Г. Т. Пчелинцевой как *Mytiloides* cf. *quenstedti* Pčel.

http://jurassic.ru/

Среднеюрский комплекс фауны *Oxytoma münsteri* Bronn., *Pseudomonotis* cf. *eichinata* Smith., *P.* aff. *substriata* Münst., *Camptonectes obscurus* (Sow.), *Terebratula* aff. *intermedia* Zittel, *T.* aff. *ventricosa* Hartm., собран К. И. Богдановичем в обнажении, расположенном в устье р. Бираңджа, определен К. Динером и пересмотрен Г. Т. Пчелинцевой. Из сборов Л. И. Красного и Г. С. Ганешина из этого же района Г. Т. Пчелинцевой приводится следующий список: *Pseudomonotis sumkini* (Vor.), *Limea borealis* Pčel., *Modiola* (?) *bolodekensis* Vor., *Astarte* aff. *modiolaevis* Buv., *Oxytoma* ex gr. *inaequivalve* Sow. На основании определения фауны Г. Т. Пчелинцева пришла к мнению о келловей-оксфордском возрасте отложений обнажения, расположенного в устье р. Бираңджи. Однако Л. И. Красный считает, что на этом участке к средней юре следует отнести песчаники, расположенные ниже слоев, содержащих вышеуказанную фауну.

Наибольшую мощность (до 6000 *м*) и площадное распространение в Западном Приохотье имеют верхнеюрские отложения. Полнее всего они представлены в бассейнах правых притоков р. Уды — рек Шевли, Гербикан, Галлам, Ир и на побережье Удского залива. Здесь развиты в основном морские и значительно меньше континентальные фации. Они состоят из песчаников различной зернистости, которые содержат пачки алевролитов и конгломератов. По последним данным К. М. Худолея и И. И. Сей, наиболее низкое положение в разрезе занимают слои с *Partschiceras udense* Chud., *P. subobtusiforme* Pomp., *Bureiamya aedilis* Eichw., *B. toromensis* Pčel., *B. cardissoidoformis* Vor., *B. aleutica* Eichw., *Modiola* (?) *bolodekensis* Vor., *M. urmiensis* Pčel., *M. solenoides* Morr. et Lyc. и др. В самых верхах этих слоев появляются *Anaucella ochotica* Pčel., *An. gerbicanensis* Pčel., *An.* ex gr. *bronni* Rouill. и аммониты *Ochetoceras elgense* Chud. Возраст этих слоев верхний бат — оксфорд. Мощность разреза по р. Урми достигает 1200 *м*, в бассейнах рек Ир и Галлам 700 *м*, а на побережье Удского залива 15—20 *м*.

Выше расположены грубозернистые песчаники с прослоями конгломератов, предположительно отнесенные к кимериджу и залегающие с размывом на подстилающих породах. Размыв устанавливается в бассейнах рек Шевли, Галлам, Ир и Бираңджи.

В толще черных алевролитов и аргиллитов мощностью 200 *м*, слагающих верхнюю часть разреза бухты Мамга, К. М. Худолеем найдены аммониты *Amoeboceras (Amoebites)* ex gr. *kitchini* Salfeld, а также многочисленные *Anaucella bronni* Rouill. Этот комплекс фауны позволяет относить эту толщу к кимериджскому ярусу.

Выше залегает мощная толща мелко- и тонкозернистых песчаников с прослоями алевролитов. Здесь встречены *Aucella* ex gr. *volgensis* Lah., *A.* ex gr. *keyserlingi* Lah., *A.* ex gr. *mosquensis* Buch, *Oxytoma* ex gr. *expansa* Phill., *Entolium demissum* Phill., отдельные представители семейства Perisphinctidae и многочисленные *Partschiceras schetuchaense* Chud. По комплексу фауны эти отложения должны быть отнесены к титону. Мощность титонских отложений в бассейнах рек Урми, Ир и Галлам составляет 1500 *м*, на побережье Охотского моря около 500 *м*. Верхи верхнеюрских отложений в бассейне р. Урми сложены мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками мощностью до 800 *м*. В них встречаются прослои ракушняка, состоящего из остатков раковин *Astarte* ex gr. *panderi* Rouill. В бассейнах рек Ир и Галлам верхам морской толщи соответствуют континентальные образования, представленные разнозернистыми песчаниками и конгломератами мощностью до 700 *м*. Имеющиеся стратиграфические схемы юрских отложений Западного Приохотья приведены в табл. 5.

http://jurassic.ru/

По рекам Эльга и Нальдынджа Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемековым (1955) был установлен следующий разрез верхнеюрских отложений (снизу):

1. Песчаники серые, крупнозернистые до среднезернистых, полимиктовые с фауной *Tancredia* ex gr. *donaciformis* . . . . . 195 *м*
2. Песчаники серые, тонкозернистые с остатками аммонитов . . . . . 240 „
3. Песчаники синевато-серые, тонкозернистые с ядрами ауцелл и растительными остатками . . . . . 400 „
4. Песчаники серые, среднезернистые с концентрически-скорлуповатой отдельностью . . . . . 55 „
5. Глинистые сланцы черные с прослоями тонкозернистых песчаников мощностью 3—6 *см*. В сланцах обильные остатки аммонитов из рода *Ochetoceras* Haug. и многочисленные отпечатки *Anancella ochotica* Pčel.* . . 50 „
6. Конгломераты с прослоями песчаников с остатками *Anaucella ochotica* Pčel. Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек размерот от 3 до 8 *см*, представленных кремнистыми породами, песчаниками, порфирами и гранитоидами . . . . . 190 „
7. Песчаники крупнозернистые до грубозернистых, полимиктовые с редкой мелкой галькой . . . . . 160 „
8. Глинистые сланцы зеленовато-серые со скорлуповатой отдельностью . . 285 „
9. Песчаники серые, среднезернистые с прослоями 0,2—0,3 *м* крупнозернистых гравелитов. В песчаниках включены обломки неправильной формы черных сланцев . . . . . 420 „
10. Туфы андезитового состава светло-серые среднезернистые до крупнозернистых литокристаллокластические . . . . . 25 „
11. Глинистые сланцы черные . . . . . 240 „
12. Конгломераты с хорошо окатанной галькой размером от 0,5 до 2,5 *см*. В песчаниковом цементе обломки пелеципод и белемнитов . . . . . 150 „
13. Песчаники светло-серые, среднезернистые с прослоями черных глинистых сланцев. Фауна: *Bureiamya suborientalis* Pčel., *Pecten* sp. indet., *Oxytoma* ex gr. *inaequivalve* Sow., *Anaucella elgaensis* Pčel., *An. pallasi* (Keys.), *An. fischeri* Pčel., *Terebratula* sp. . . . . 120 „
14. Песчаники черные, мелкозернистые с прослоями черных глинистых сланцев с *Modiola* (?) aff. *bolodekensis* Vor.** . . . . . 80 „
15. Песчаники концентрически-скорлуповатые . . . . . 520 „
16. Песчаники темно-серые, среднезернистые с прослоями черных мелкозернистых песчаников . . . . . 310 „
17. Песчаники серые, мелкозернистые с пропластками и вытянутыми по слоистости линзами черных глинистых сланцев. Флора: *Coniopteris sibirica* Pryn. et Ms., *Cladophlebis lobifolia* (Phill.) Sow., *Nilssonia orientalis* Heer. . . . . 200 „
18. Песчаники серые с прослоями конгломератов и черных глинистых сланцев 130 „

Общая мощность разреза 3760 *м*.

Мелководные верхнеюрские отложения с характерной, нередко косой, слоистостью, слабой окатанностью и плохой отсортированностью обломков были изучены в верхнем течении р. Тором В. А. Ярмолюком и И. К. Никифоровой.

В основании разреза здесь залегает толща келловей-нижневолжских отложений, с угловым несогласием перекрывающая породы среднего и верхнего (?) палеозоя и триаса. Сводная стратиграфическая колонка здесь следующая (снизу):

1. Песчаники кварц-полевошпатовые с прослоями алевролитов и конгломератов. Фауна: *Bureiamya toromensis* Pčel., *Camptonectes* aff. *virdunensis* Buv., *Entolium* sp. . . . . 865 *м*
2. Песчаники аркозовые и кварцевые с флорой: *Eboracia lobifolia* (Phill.) Thomas, *Coniopteris saportana* Presl., *Pterophyllum lyelianum* Dunker, *P.* cf. *aequale* (Brongn.) Nath., *Nilssonia cf. acuminata* Presl., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Ginkgo* cf. *digitata* Brongn., *G. sibirica* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer. 200—250 „

* Ранее эта форма определялась Г. Т. Пчелинцевой как *Aucella bronni* Rouiller.

** Фауна определена Г. Т. Пчелинцевой.

http://jurassic.ru/

Таблица 5

Сопоставление разрезов морских юрских отложений Западного Приохотья

Система	Отдел	Ярус	Л. И. Красный, Г. С. Ганешин, 1951 г.	И. И. Тучков, С. И. Горохов, 1960 г.	К. М. Худолей, И. И. Сей, 1962 г.
Юрская	Верхний	Титонский (Волжские)	Отложения отсутствуют	Черные аргиллиты с *Aucella fischeriana, A. terebratuloides*, и др., 80—100 *м*	Песчаники, алевролиты, аргиллиты с *Partschiceras schetuchaense, Aucella mosquensis, A.* ex gr. *volgensis* и др., 400—2000 *м*
			Полимиктовые песчаники с *Aucella tenuistriata*, свыше 80 *м*		
		Кимериджский	Песчаники и алевролиты с *Aucella bronni* и *Cylindroteuthis* cf. *porrecta*, 190 *м*	Песчаники, в подчиненном количестве аргиллиты, алевролиты с *Aucella mosquensis* и др., 300 *м*	Аргиллиты и алевролиты на побережье Охотского моря, песчаники и конгломераты в бассейне р. Уды с *Amoeboceras* ex gr. *kitchini, Aucella bronni* и др., 200—600 *м*
		Оксфордский		Черные аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников. Вверху *Ochetoceras* sp., *Aucella bronni, A. kirghisensis* и др.; внизу *Cadoceras* sp., *Aucella calloviensis, A. lamberti*, не менее 450 *м*	Преимущественно песчаники с *Ochetoceras elgense, Aucella bronni*, до 400 *м*
		Келловейский	Песчаники с *Modiolus bolodekensis*, Mytiloides sp., 300 *м*		Песчаники в бассейне р. Уды с *Partschiceras subobtusiforme, P. udense, Bureiamya* spp., *Modiola* sp. и др., 700—1200 *м*
					Размыв
	Средний	Батский		Глинистые и песчано-глинистые сланцы с *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* вверху и с *Leioceras* cf. *opalinum* и *Inoceramus subambiguus* внизу, 200 *м*	Отложения отсутствуют
		Байосский Ааленский	Отложения отсутствуют		Песчано-глинистые породы с *Leioceras opalinum, Inoceramus* spp. и др., более 800 *м*

http://jurassic.ru/

Триасовая	Нижний	Тоарский	Песчаники и алевролиты с *Cuspiteuthis* sp. и *Inoceramus ambiguus*, 550 *м*	Алевропсаммиты с *Pseudolioceras compactile, Dactylioceras athleticum, Mytiloides amygdaloides* и др., 30—40 *м*	Песчано-глинистые породы с *Leioceras opalinum, Inoceramus* spp. и др., более 190 *м*
			Песчаники и глинистые сланцы с *Pseudolioceras* sp. и *Mytiloides* cf. *quenstedti* 320 *м*		
		Домерский Плинсбахский	Отложения отсутствуют	Грубозернистые песчаники с *Uptonia* cf. *jamesoni* и др., 200—220 *м*	Грубозернистые песчаники с *Uptonia jamesoni* и др., 110 *м*
				Размыв	Размыв
		Лотарингский Синемюрский Геттангский		Отложения отсутствуют	Отложения отсутствуют
	Верхний	Рэтский		Черные глинистые сланцы с *Oxytoma koniensis, Eupecten koniensis*, 120 *м*	
		Норийский	Черные глинистые сланцы с *Pseudomonotis ochotica* и *Pseudomonotis jacutica*, 1400—1600 *м*	Пелитоалевритовые сланцы с *Monotis ochotica* и др., 200 *м*	Глинистые сланцы, песчаники, конгломераты с *Monotis ochotica Oxytoma koniensis, Eupecten koniensis* и др., 300—400 *м*

http://jurassic.ru/

3. Песчаники известковистые с фауной: *Anaucella tenuistrata* (Lah.), *A. pallasi* (Keys.), *Camptonectes* cf. *cinctus* Sow., *Astarte* aff. *panderi* Rouill., *Limea borealis* Pčel. . . . . 150—200 *м*

Общая мощность разреза (наибольшая) 1315 *м*.

Выше следует толща песчаников и конгломератов с фауной ауцелл валанжина. По данным Д. С. Несвита (определения Н. А. Беляевского), в бассейнах рек Урми и Мал. Суникан к верхнеюрским отложениям отнесена мощная (1500—1600 *м*) толща серых неравномернозернистых полимиктовых песчаников, чередующихся в верхней части толщи с алевролитовыми песчаниками. Пачки последних не превышают 50 *м*. В этой толще собрана богатая фауна пластинчатожаберных. К оксфорд-кимериджу была отнесена фауна *Pseudomonotis lorioli* Roll., *Modiola* sp. и *Plagiostoma* aff. *interstinetum* Phill., а к кимеридж-верхневолжскому ярусу — *Bureiamya cardissoidoformis* Vor., *B. orientalis* Vor., *Lucina* sp. (aff. *nussa* Lor.), *Lima dorts* Lor., *Pleuromya elongata* (Münst.) Ag., *Pl. ferruginea* Ag., *Panopaea* sp. (cf. *jurassi* Brongn.), *Gresslya concentrica* Ag., *Perna lanchardi* Opp., *Aucella* cf. *bronni* (Rouill.), *A. paradoxa* Sok., *A. lindstroemi* Sok., *A. gracialis* Pavl., *A. trigonalis* Lah., *A. fischeriana* Orb., *A. pallasi* Keys.

Н. С. Воронец, изучавшая коллекцию П. С. Бернштейна, собранную в 1936 г. из бассейна р. Урми, пришла к выводу о верхнебатско-кимериджском возрасте соответствующих слоев. Более новые и полные сборы фауны из разрезов по рекам Урми и Гербикан (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемеков, И. К. Никифорова) позволили Г. Т. Пчелинцевой подтвердить келловейский — нижневолжский возраст этих отложений.

Для характеристики верхней юры Удского краевого прогиба приведен разрез по левому берегу р. Гербикан к северу от устья ее левого притока — р. Ихматакан. На этом участке с однообразным падением слоев на северо-запад, 320—340°, с углами падения от 36 до 47° был прослежен следующий разрез (снизу):

1. Песчаники среднезернистые, полимиктовые с массивной текстурой и с прослоями темно-серых и зеленовато-серых, мелкозернистых песчаников . . 1100 *м*
2. Песчаники среднезернистые, полимиктовые, серые с неопределенными растительными остатками . . . . . 420 „
3. Песчаники среднезернистые, зеленовато-серые, полимиктовые . . . . 660 „
4. Песчаники мелкозернистые и тонкозернистые с отпечатками ходов червей и с многочисленной фауной: *Protocardium concinnum* (Buch.), *Pseudomonotis simkini* (Vor.), *Bureiamya tylomensis* Pčel., *B.* aff. *aleutica* (Eichw.), *B.* cf. *tzaregradskii* Vor., *Anaucella gerbicanensis* Pčel., *An. ochotica* Pčel., *Modiola* (?) aff. *bolodekensis* Vor., *Limea borealis* Pčel., *L.* sp. indet., *Mactromya* sp. indet. . . . . 780 „
5. Песчаники среднезернистые, зеленовато-серые, полимиктовые, массивного строения, иногда с тонкими (5—10 *см*) прослойками мелкозернистых песчаников . . . . . 480 „
6. Конгломераты, состоящие из крупных, хорошо окатанных галек и валунов метаморфических пород болодекского комплекса и гранитоидов. Размеры валунов до 30 *см*. Падение СЗ 328°, угол 47° . . . . . 240 „
7. Песчаники крупнозернистые, полимиктовые, зеленовато-серые с прослоями крупнозернистых, серых песчаников . . . . . 300 „
8. Песчаники тонкозернистые, серые, полимиктовые. Падение СЗ 340°, угол 37° 235 „
9. Песчаники среднезернистые и тонкозернистые . . . . . 1260 „
10. Песчаники желтые, тонкозернистые . . . . . 210 „
11. Песчаники среднезернистые, полимиктовые, переслаивающиеся с крупнозернистыми . . . . . 240 „
12. Конгломераты, состоящие из галек и валунов размером до 40 *см*, с песчаниковым цементом. В составе валунов кварциты, кремнистые сланцы, гранитоиды, кварцевые порфиры, кварц, редко кварцитовидные песчаники . . 60 „
13. Среднезернистый, кремнистый песчаник . . . . . 840 „

Общая мощность верхнеюрских отложений по разрезу 6845 *м*.

Обилие песчаников, прослои конгломератов, иногда валунных, слабая окатанность обломочного материала в песчаниках указывают на

http://jurassic.ru/

прибрежный характер осадков заливов позднеюрского моря. В урмийском разрезе нередко встречаются прослои туффитовых песчаников и литокристаллических туфов.

Изучение минералов тяжелой фракции в Торомском и Удском прогибах показало, что областями питания позднеюрских бассейнов в первом из этих прогибов послужили палеозойские участки суши (вероятно, острова), располагавшиеся по обе стороны (к юго-востоку и северо-западу) от него. В Удском краевом прогибе существенная роль также принадлежит сносу с севера — из области древних кристаллических пород Алданского щита и зоны Становика — Джугджура.

И. К. Никифорова выделяет три минералогические провинции: а) Тыльско-Торомскую, для которой характерны такие минералы, как циркон, апатит и эпидот, б) Шевли-Урмийскую, минералы которой представлены гранатом, апатитом, топазом, сфеном, цирконом, эпидотом и лейкоксеном, и в) Удскую, для которой типичны гранат, сфен, циркон, эпидот и лейкоксен.

Вулканогенные и частично обломочные континентальные юрские образования, по-видимому, распространены в северной и местами в южной части Удской впадины и на северном побережье Удской губы. Они тесно связаны с нижнемеловыми эффузивами и их туфами и поэтому на картах иногда обозначаются как вулканогенно-осадочная толща верхнего отдела юрской системы и нижнего отдела меловой системы.

Буреинский бассейн

Юрские отложения в Буреинском бассейне представлены тремя отделами. В разработке и последующем уточнении схемы стратиграфического расчленения юры участвовали Б. М. Штемпель, В. З. Скороход, Т. Н. Давыдова, Н. С. Шатский, Н. С. Воронец, Г. Я. Крымгольц, В. В. Онихимовский, Н. П. Херасков, Н. Ф. Смирнов, А. Ф. Баранов, Е. П. Брудницкая, Р. М. Тоноян, Б. А. Михайлов, С. С. Дарбинян, Э. Л. Школьник, С. М. Брагинский, В. Ф. Сигов, В. А. Дыренко и др. Юрские отложения здесь представлены главным образом морскими фациями, которые по литологическим признакам подразделяются на ряд свит. Суммарная мощность морских отложений юры 4600 *м*.

К нижнему отделу юры относится *умальтинская свита*. В верхнем течении р. Буреи свита подразделяется на две подсвиты: нижнеумальтинскую и верхнеумальтинскую. Нижняя возрастная граница свиты устанавливается по налеганию базальных горизонтов на протерозойские образования. В районе р. Тырма имеются морские образования верхнего триаса (норийский ярус), которые постепенно переходят в морские юрские отложения. Верхняя граница свиты проводится по подошве пачки песчаников, являющихся низами вышележащей эпиканской свиты. В составе умальтинской свиты можно предполагать наличие отложений, принадлежащих лотарингскому, домерскому, тоарскому и ааленскому ярусам, но из-за однородности вещественного состава пород перечисленные выше ярусы самостоятельно выделены быть не могут.

Нижнеумальтинская подсвита * распространена вдоль восточной границы Буреинского бассейна, от р. Акишма на севере до р. Тырма на юге **.

---

* По Р. М. Тонояну и С. С. Дарбиняну, к умальтинской свите отнесена только нижняя подсвита. Верхняя подсвита входит в состав эпиканской свиты.

** В самое последнее время по кл. Хавагда (приток р. Урми) найдена фауна раннего лейаса *Otapiria limaeformis* Zakharov.

http://jurassic.ru/

Разрез подсвиты представлен (снизу):

1. Конгломераты и песчаники грубо- и среднезернистые, аркозовые. Конгломераты, залегающие в виде прослоев и линз, состоят из галек гранитов, метаморфических пород, кварца и кварцевых порфиров. Песчаники так же, как и конгломераты, непосредственно залегают на протерозойских породах. Они состоят из угловатых (неокатанных) зерен кварца и полевых шпатов. В. В. Онихимовским в бассейне р. Сутарь, в нижней части свиты, в песчаниках, которые он относит к умальтинской свите, была собрана фауна брахиопод *Halorella* cf. *pedata* (Bronn.) Bittner., *Halorella amphitoma* (Bronn.) Bittner., *Halorella* sp. *Spiriferina* sp., известная, по мнению определявшего ее Г. Я. Крымгольца, из верхнетриасовых отложений. В районе р. Солони Е. П. Брудницкой в 1956—1960 гг. в нижней части подсвиты найдены *Oxytoma cygnipes* Phill. var. *ussuriensis* Vor., *Harpax spinosus* Sow. Мощность низов подсвиты резко колеблется. На юге, в бассейне р. Сутарь, 600 *м*, севернее, в бассейнах рек Буреи и Умальта, 60—80 *м* и на крайнем севере (р. Нимакан) 250 *м*.
2. Выше по разрезу следуют песчаники и алевролиты. Прослои алевролитов, появляющиеся в незначительном количестве, постепенно увеличиваются в мощности и начинают резко преобладать в разрезе подсвиты. Песчаники в верхних частях разреза становятся более тонкозернистыми и увеличивается количество углистого растительного детритуса. Среди тонкозернистых пород встречаются конкреции марказита, а также отпечатки аммонитов и пелеципод. В бассейне р. Буреи в интервале 160—240 *м* от основания свиты встречены *Oxytoma dumortieri* Roll., *Oxytoma oppeli* Roll., *Oxynoticeras bureiensis* Vor.— лотарингский ярус; *Amaltheus margaritatus* Montf.— домерский ярус, а в более верхних частях подсвиты (интервал 440—460 *м*, 540—640 *м* от основания свиты) *Hildoceras levisone* Simps., *Phymatoceras* (Lillia) sp. и *Pseudolioceras lythense* J. et B.— низы тоарского яруса: *Pseudolioceras whitbiense* Buckm., *P. lythense* J. et B., *Mesoteuthis* cf. *trisscissa* Jan. верхи тоарского яруса. Общая мощность свиты составляет 500—650 *м*.

В бассейне р. Сутарь, по данным В. В. Онихимовского, в песчанистых отложениях была собрана следующая фауна: *Amaltheus margaritatus* Montf., *Oxytoma liasina* Roll., *O. ferruginea* Roll., *Chlamys textoria* Schloth., *Belemnites* sp.

Аммонит указывает на домерский возраст вмещающих пород. В районе р. Солони Е. П. Брудницкой в 1959—1960 гг. в средней части подсвиты также найден домерский *Amaltheus margaritatus* Montf.

Далее на север, в бассейне р. Ургал, в основании подсвиты залегает пласт темно-серых тонкозернистых песчаников. Выше по разрезу следует флишеобразная толща алевролитов и песчаников. Алевролиты местами песчанистые, а иногда глинистые. В нижней части разреза найдены домерские аммониты *Amaltheus* sp. и пелециподы *Oxytoma* sp.

В пределах Умальтинского рудника разрез подсвиты следующий:

1. На гранитах залегает пачка разнозернистых, аркозовых песчаников, светло-серого цвета с гальками гранитов и кварцевых порфиров. В песчаниках встречаются многочисленные отпечатки *Rhynchonella*. Выше по разрезу грубозернистые песчаники сменяются более мелкозернистыми и начинают появляться алевролиты с растительными остатками, а также конкреции марказита. Здесь среди песчаников и алевролитов с растительными отпечатками найдены аммониты *Amaltheus margaritatus* Montf.	265 *м*
2. Песчаники мелко- и среднезернистого серого, желтого, зеленовато-серого и розовато-серого цвета с прослоями и линзами темно-серых глинистых песчаников и алевролитов, а также отпечатками неопределимых растительных остатков. В средней части пачки имеется прослой конгломератов . . .	300 „
3. Песчаники темно-серые тонко- и мелкозернистые, местами глинистые, слюдистые, с растительными остатками и отпечатками, а также отпечатками аммонитов *Hildoceras levisone* Simps., *Lillia* sp. indet., *Belemnites* sp. и *Gastropoda*	70 „
Общая мощность разреза 635 *м*.	

Наиболее полный разрез верхнеумальтинской подсвиты представлен в обнажениях по левому берегу р. Буреи. Суммарная мощность подсвиты колеблется в пределах от 80 до 600 *м*.

В основании подсвиты залегает пачка серых и темно-серых песчаников, состоящих из чередования тонких прослоев мелкозернистых, глинистых и известковистых песчаников. В средней части подсвиты

http://jurassic.ru/

имеются небольшие шаровидные песчанистые конкреции (до 5 *см* в диаметре).

В нижней части верхнеумальтинской подсвиты встречены следующие остатки фауны: *Grammoceras* cf. *radians* Rein., *Pseudolioceras beyrichi* Schlönb., *P. elegans* Quenst., *Dactyloteuthis incurvatus* Zieten, *Inoceramus undulatus* Zieten и др., характерные виды для верхнего тоарского подъяруса, а также *Mesoteuthis quenstedti* Opp., встречающихся в низах ааленского яруса.

Выше по разрезу встречены многочисленные иноцерамы и аммониты *Ludwigia brasile* (Buck.), *Hammatoceras* sp., *Inoceramus ambiguus* Eichw., *In. eximius* Eichw., *In. dubius* Sow., *In. lucifer* Eichw., *In. skorochodi* Vor. и др. остатки фауны, характерные для ааленского яруса. В верхних частях подсвиты в 400—420 *м* от основания встречаются ядра брахиопод, принадлежащие роду *Septaliphoria*. Приблизительно такое же строение имеет подсвита в бассейне р. Тырма. Здесь в бассейне р. Гуджал встречены однообразные темно-серые алевролиты и аргиллиты, связанные постепенными переходами. В породах найдены следующие остатки фауны: *Phylloceras cf. variabilis* Quenst., *Inoceramus* cf. *ambiguus* Eichw., *In* ex gr. *retrorsus* Keys. и др. Позднее Е. П. Брудницкой в алевролитах был встречен *Grammoceras* aff. *quadratum* Haug, указывающий на верхний тоар. В естественных обнажениях вскрыта часть разреза подсвиты мощностью до 200 *м*.

Сделанные В. В. Онихимовским находки фауны *Oxytoma ferruginea* Roll., *Inoceramus skorochodi* Vor., *Pecten* sp., *Septaliphoria* sp. указывают на наличие пород подсвиты в бассейне р. Сутарь. В бассейне р. Ургал подсвита представлена однообразными, связанными друг с другом постепенными переходами, алевролитами и аргиллитами с марказитовыми конкрециями и остатками фауны *Inoceramus* cf. *ambiguus* Eichw., *In.* sp. и др. мощностью до 600 *м*. Находки в бассейне р. Эпикан среди мелкозернистых песчаников и алевролитов *Inoceramus rhomboideus* Vor., *In. ussuriensis* Vor., *In.* aff. *undulatus* Zieten и др. указывают на наличие этой подсвиты.

В долине р. Умальта разрез подсвиты следующий (снизу):

1. Песчаники мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые, аркозовые, состоящие из зерен кварца, полевых шпатов, граната и кварцевого порфира. Местами песчаники переходят в гравелиты и конгломераты. Преобладают песчаники светло-серого и зеленовато-серого цвета, в меньших количествах встречаются глинистые песчаники темно-серого цвета. По всему разрезу встречаются обильные отпечатки иноцерамов, среди которых Н. С. Воронец определены *Inoceramus undulatus* Zieten, *In. ambiguus* Eichw. и др.
2. Выше по разрезу выходят кварцевые порфиры, представляющие собой довольно крупный покров.
3. Далее следуют глинистые песчаники, тонкозернистые, зеленовато-серые с остатками белемнитов.

Мощность подсвиты в этом разрезе не менее 350—400 *м*.

Микроскопическое изучение состава пород показало, что песчаники и алевролиты, слагающие подсвиту, состоят из зерен кварца, кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Обломки этих минералов мало изменены, они лишь слегка замутнены продуктами разложения. В незначительных количествах встречаются биотит, мусковит, хлорит, серицит, эпидот, циркон, апатит и рудные минералы. Зерна сцементированы глинистым, известково-глинистым, известковистым и кремнистым цементом. Обломочный материал, как правило, преобладает над цементирующей массой, но изредка количество цемента достигает 25—60%. Широко развиты явления регенерации кварца и полевых шпатов. В бассейне р. Умальта, где часть толщи образовывалась за счет раз-

http://jurassic.ru/

мыва подстилающих ее кварцевых порфиров, обломки и зерна этой породы встречаются довольно часто.

К средней юре относится *эпиканская свита*. Нижней границей свиты является подошва пачки аркозовых песчаников. В основании пачки песчаники крупнозернистые, желтовато-серые, состоящие из зерен кварца, полевых шпатов, гранита и обломков темно-серых песчаников умальтинской свиты. Далее вверх по разрезу следуют более мелкозернистые разности песчаников с прослоями, обогащенными глинистым веществом. Еще выше по разрезу преобладают темно-серые тонкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты с конкрециями марказита.

Мощность слоев этих пород колеблется от нескольких миллиметров до десятков метров. В верхней части свиты вновь появляются прослои тонкозернистых песчаников, количество которых постепенно увеличивается.

Г. Я. Крымгольцем в 370 *м* от основания свиты в слое среднезернистого аркозового песчаника были обнаружены ядра неопределимых пелеципод и гастропод, а в самой верхней части свиты отпечатки морских лилий.

В бассейне р. Ниман Р. М. Тонояном в нижней части эпиканской свиты были встречены *Inoceramus ussuriensis* Vor., *In.* aff. *formosulus* Vor., *In.* cf. *aequicostatus* Vor., *Variamussium* sp., *Meleagrinella* sp., *Belemnites* sp. (определения Е. П. Брудницкой).

В верхней части эпиканской свиты Р. М. Тонояном обнаружены *Inoceramus* cf. *kolymensis* Bel. (=*skorochodi*). В бассейне р. Дубликан С. М. Брагинским и Э. Л. Школьником в нижней части эпиканской свиты были найдены *Inoceramus aequicostatus* Vor., *In.* ex gr. *retrorsus* Keys., *In. ambiguus* Eichw., *In. formosulus* Vor., *Mesoteuthis oxycona* Hehl. В верхней части эпиканской свиты обнаружены *Meleagrinella doneziana* Borris., *M.* cf. *umalthensis* Krimh., *Astarte* cf. *opalina* Quenst., *Tancredia* sp., *Pleuromya* cf. *decurtata* Phill., *Amberleya* cf. *ovalis* Pčel.

В бассейне рек Сутырь и Гуджал В. И. Суховым в эпиканской свите были встречены *Inoceramus ambiguus* Eichw., *In.* cf. *aequicostatus* Vor., *In.* cf. *formosulus* Vor., *Septaliphoria* cf. *balchanensis* Mois., *Rhynchonella pontica* Mois.

В бассейнах рек Бурея и Умальта Е. П. Брудницкой в эпиканской свите встречены *Nucula* sp., *Chlamys textoria* Schl., *Variamussium* sp., *Inoceramus porroctus* Eichw., *In.* cf. *ambiguus* Eichw., *Meleagrinella echinata* Smith.

Таким образом, возраст эпиканской свиты, по вышеприведенной фауне, определенной Е. П. Брудницкой, среднеюрский, от ааленского яруса до бата включительно.

Суммарная мощность свиты 1000—1200 *м*.

В бассейне р. Чагдамын разрез начинается с пачки мелко- и среднезернистых бурых песчаников, выше которых следуют три пачки аргиллитов, разделенных слоями мелкозернистых песчаников. Мощность этой части разреза 250 *м*.

Выше наблюдается монотонное чередование темно-серых аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников с прослоями окремненных пород. Еще выше залегают разнозернистые песчаники мощностью 200—250 *м*.

Микроскопическое изучение пород, слагающих свиту, показало, что они состоят главным образом из обломков кварца и плагиоклаза. В меньшей мере встречается калиевый полевой шпат и биотит. Присутствуют также хлорит, серицит, мусковит, сфен, турмалин и рудный минерал. Обломочный материал скреплен глинистым, кремнисто-гли-

http://jurassic.ru/

нистым и известково-глинистым материалом. Как правило, обломочный материал по количеству резко преобладает над цементом, но нередко количество цемента достигает 20—80%.

Отложения верхов средней юры и верхней юры широко распространены в пределах Буреинского бассейна. Они представлены двумя свитами — эльгинской и чаганыйской, а также возможно частично стратиграфически более высокими угленосными свитами. Нижняя граница эльгинской свиты устанавливается по наличию в основании свиты пачки аркозовых песчаников, являющихся хорошим маркирующим горизонтом.

В южной части бассейна породы этой свиты непосредственно ложатся на «буреинские» граниты (Херасков и др., 1939).

Разрез эльгинской свиты по р. Бурее следующий (снизу):

1. Песчаники аркозовые, мелко- и среднезернистые, розовато-серые с плоскими гальками серых аргиллитов и кристаллических пород . . . . . 60 *м*
2. Песчаники, аналогичные толще I (без гальки), постепенно переходящие в глинистые песчаники темно-серого цвета, с мелкими обломками угля и линзами известковистого песчаника . . . . . 95 „
3. Песчаники темно-серые и зеленоватые алевролиты, связанные постепенным переходом с предыдущей пачкой. Песчаники тонкозернистые, глинистые, тонкослоистые, косо- и горизонтальнослоистые. Слоистость их обусловлена наличием глинистых прослоев. В породах встречаются мелкие конкреции марказита. Иногда встречаются прослои песчанистых аргиллитов. Местами породы обогащены органическим веществом. В верхних частях свиты появляются прослои светло-серых аркозовых песчаников с известковистым цементом . . . . . 45 „

В нижней части свиты, в 160—200 *м* от основания, содержатся *Arctocephalites orientalis* Krimh., *Cranocephalites era* (Krimh.), *Modiolus solenoides* Morr. et Lyc., *Camptonecten lens* Sow., *Pholadomya subcingulata* Vor., *Ph. polymorpha* Orb., *Ph. enicaleia* Vor., *Pleuromya varians* Ag., указывающие на бат-келловейский возраст свиты.

В верхней части свиты, в 1100—1200 *м* от ее основания, встречены *Pseudomonotis lorioli* Roll., *Modiolus czekanowskii* Lah., *M. bureiensis* Vor., *Lithodomus subcylindricus* Buv., *L. solenoides* Vor., *Ditrupa nodulosa* Lundgr. и др. Этот комплекс фауны, по Н. С. Воронец, позволяет определить возраст этой части свиты как оксфорд — кимеридж (?). Самые верхи свиты фауной не охарактеризованы. Суммарная мощность свиты в буреинском разрезе 1800 *м*.

Кроме того, в бассейнах рек Бурея и Умальта Е. П. Брудницкой в отложениях эльгинской свиты встречены *Entolium demissum* Phill., *Modiola czekanowskii* Lah., *Bureiamya* cf. *cardissoidoformis* Vor.

В бассейне р. Тырмы на левом берегу р. Гуджик базальные горизонты свиты мощностью 155 *м* представлены песчаниками грубо-и крупнозернистыми серого и желтовато-серого цвета с включениями отдельных галек, а также прослоев и линз конгломератов, состоящих из хорошо окатанных галек гранита и кварцевого порфира. Изредка встречаются прослои темно-серых аргиллитов, обогащенных углистым веществом.

Севернее, в бассейне р. Аникан, в строении свиты принимают участие зеленовато-серые полимиктовые песчаники (мощность около 200 *м*) с ядрами и отпечатками пелеципод и растительными остатками. В породе встречаются хорошо окатанные гальки гранитов и пегматитов. Выше залегают конгломераты (мощность 150 *м*), состоящие из хорошо окатанных галек кварцевого порфира, пегматитов, гранитов, аплитовидных гранитов, кварца и среднезернистых песчаников. В северо-западном направлении первая пачка выклинивается и конгломераты непосредственно ложатся на граниты. В бассейне р. Мал. Аникан конгломе-

http://jurassic.ru/

раты переходят в темно-серые алевролиты. Местами эти породы состоят из крупных (до 1 *м*) валунов гранита и гранит-порфира, сцементированных алевролитовым материалом. Замещение конгломератов глинистыми породами наблюдается и в северной части района. Выше конгломератов залегает пачка пород, состоящая из слоев алевролитов, аргиллитов и песчаников. Последние преобладают в верхней части разреза, где в них наряду с растительными остатками встречены ядра и отпечатки пелеципод. В этой части разреза в песчаниках присутствуют зерна эффузивных пород, осадочных и метаморфических пород, а также темноцветные минералы. Видимая мощность разреза равна 900 *м*. В бассейне р. Сутырь В. В. Онихимовским в песчано-глинистых отложениях были найдены отпечатки раковин *Tellina* sp. (по Г. Я. Крымгольцу), а в 1957 г. В. И. Суховым остатки *Modiolus czekanowskii* L a h., что указывает на присутствие верхнеюрских отложений в этом районе.

По берегам р. Ургал разрез эльгинской свиты начинается с пачки полимиктовых песчаников преимущественно среднезернистых с линзами темно-серого аргиллита и скоплениями обуглившегося растительного детрита. Мощность этой части разреза 180—200 *м*.

Вверх по разрезу породы сменяются темно-серыми глинистыми песчаниками, среди которых встречаются линзы аргиллитов и скопления растительных остатков. Еще выше по разрезу выступают темно-серые с зеленоватым оттенком алевролиты с линзами аргиллитов и прослоями темно-серых, массивных полимиктовых песчаников. Вышележащая часть разреза представлена в нижней своей части песчаниками с линзами известковистых песчаников с растительными остатками и знаками ряби. Часто песчаники содержат линзочки и неокатанные гальки темно-серых аргиллитов. Общая мощность свиты достигает 1800—2000 *м*.

Полимиктовые и аркозовые песчаники эльгинской свиты известны в бассейне р. Ниман. Р. М. Тонояном здесь были собраны в нижней части свиты остатки пелеципод *Modiolus czekanowskii* L a h., *Aequipecten* cf. *validus* L i n d s t., *Bureiamya orientalis* V o r., *Pachyteuthis breviaxis* P h i l l., указывающих на бат-келловейский возраст вмещающих их образований.

В верхних частях свиты в этом районе найдены остатки пелеципод келловей-оксфордского возраста: *Myoconcha gröenlandica* M a d s. Песчаники, распространенные по всей свите, состоят из обломков минералов и пород, которые, как отмечают Т. Н. Давыдова и др. (1949), встречаются в одинаковых количествах. Обломки минералов представлены кварцем, плагиоклазом (альбит-олигоклаз), ортоклазом и микроклином, биотитом, хлоритом, мусковитом и кальцитом. Обломки пород представлены кварцевыми порфирами, кварцево-серицитовыми сланцами, углисто-глинистыми и кварцево-хлоритовыми сланцами, порфиритами и аргиллитами. В незначительных количествах встречаются ильменит, эпидот, апатит, гранат, циркон и турмалин. Все обломки сцементированы кремнистым, кремнисто-железистым, кремнисто-глинистым, глинистым, известково-глинистым, известково-кремнистым и известковистым цементом. Количество цемента 18—25% от объема породы. В различных районах обломочный состав пород несколько изменяется, так как он полностью зависит от состава расположенных поблизости выступов более древних пород, за счет разрушения которых и происходило образование этой свиты.

Чаганыйская свита связана с нижележащей свитой постепенными переходами. В бассейне р. Буреи за основание свиты Г. Я. Крымгольцем (1939) принят слой светло-серого тонкозернистого песчаника мощностью 2 *м*. Выше следуют глинистые песчаники, переслаивающиеся с мелкозернистыми мощностью 8 *м*, далее вверх по разрезу обнажена моно-

http://jurassic.ru/

литная толща алевролитовых песчаников мощностью 340 *м*. Еще выше следует пачка чередования слоев плотных кремнистых, тонко- и мелкозернистых песчаников, глинистых алевролитов и тонкозернистых песчаников мощностью 115 *м*. Изредка встречаются прослои гравелита. Заканчивается разрез пачкой среднезернистых аркозовых песчаников мощностью 37 *м*. В песчанистых прослоях во всем разрезе свиты встречаются многочисленные растительные остатки, представленные обломками стволов, реже листьями. Встречаются также остатки Unionidae, а в средней части свиты обломки тонких роговых раковин, видимо пресноводных моллюсков. В 1957 г. Е. П. Брудницкой в алевролитах были встречены остатки морских пелеципод *Entolium demissum* Phill., *Goniomya* cf. *dubois* Ag., а также белемнит, принадлежащий роду *Pachyteuthis*. На основании этой фауны возраст чаганыйской свиты определяется как верхнеюрский. Суммарная мощность свиты 500 *м*.

Выше залегают угленосные отложения. По данным М. М. Кошман, изучавшей флору из нижней части угленосной толщи, возраст ее устанавливается в пределах верхней юры. По долине р. Чагдамын и по р. Чемчуко разрез толщи представлен главным образом аргиллитами темно-серого цвета, которые чередуются с мощными пачками песчаников. В этом районе чаганыйская свита мощностью 1000—1100 *м* непосредственно налегает на породы эльгинской свиты. В бассейне р. Ургал разрез чаганыйской свиты наиболее полно представлен по р. Чаганы. Здесь свита сложена главным образом алевролитами и аргиллитами темно-серого цвета, связанными друг с другом постепенным переходом. Местами присутствуют плоские галечки аргиллитов. Аргиллиты обладают скорлуповатой отдельностью, иногда с линзами алевролитов. Помимо вышеуказанных пород в разрезе присутствуют маломощные прослои серых полимиктовых песчаников мелко- и тонкозернистых. Аналогичное строение свита имеет и по р. Ургал. Р. М. Тоноян обнаружил в бассейне р. Нижн. Бираджи (левый приток р. Нимакан) морскую фауну в основании чаганыйской свиты, представленную *Pseudomonotis* sp. и *Mactromya* sp. (определение Г. Т. Пчелинцевой). По данным Б. А. Микаилова, чаганыйская свита в бассейнах рек Нимакан и Бол. Ерик представлена в низах конгломератами, а в верхах толщей переслаивающихся мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников и алевролитов общей мощностью 220—260 *м*. В песчаниках были собраны остатки фауны, определенные Е. П. Брудницкой как *Cylindroteuthis* sp., *Nucula antiqua* Imlay, *Oxytoma* cf. *inaequivalve* Sow., *Entolium demissum* Phill., *Camptonectes lens* Sow., *Meleagrinella* cf. *subechinata* Lah.

Весь перечисленный комплекс фауны дает основание относить чаганыйскую свиту к верхней юре. Состав зерен, слагающих осадочные породы чаганыйской свиты, мало отличается от состава зерен эльгинской свиты. Иногда в породе присутствует пепловый материал, местами породы содержат прослои туффитов. Сцементированы обломки глинистым, известково-глинистым, известковистым и известковисто-кремнистым цементом.

Верхняя часть чаганыйской свиты постепенно переходит в расположенную выше угленосную *талынжанскую свиту*.

Единого мнения о возрасте расположенных выше по разрезу угленосных толщ нет. В. Д. Принада (1940) считал их верхнеюрскими.

Т. Н. Давыдовой, Н. П. Херасковым и др. (1939) отмечено, что по простиранию от верхнего течения р. Буреи до широты р. Гуджик умальтинская и эпиканская свиты сложены однообразными породами преимущественно аркозового состава. Севернее р. Буреи в бассейне

http://jurassic.ru/

р. Умальта появляются прослои конгломератов и в разрезе начинают преобладать крупно- и среднезернистые песчаники.

Вкрест простирания умальтинская и эпиканская свиты изучены слабо, однако известно, что они выклиниваются в западном направлении. В бассейне р. Аникан эти свиты отсутствуют и на граниты непосредственно налегает эльгинская свита. На юге, в бассейне р. Гуджал, эти свиты не встречаются западнее р. Кивыты. В восточном направлении выклинивания свит не наблюдается. Наличие тонкозернистых пород по восточной окраине современного контура бассейна указывает, что свиты были распространены значительно восточнее, но уничтожены более поздней эрозией. Породы эльгинской свиты представлены в бассейне р. Буреи, в отличие от пород нижележащих свит, полимиктовыми тонко- и мелкозернистыми разностями. Они связаны с нижележащей свитой постепенным переходом. В более южных частях в бассейнах рек Аникан и Сутарь породы эльгинской свиты ложатся непосредственно на граниты. Здесь наряду с полимиктовыми песчаниками присутствуют валунные конгломераты, состоящие из глыб гранита, сцементированных алевропелитовым материалом. Это позволило Т. Н. Давыдовой и др. (1949) предположить, что осадки эльгинской свиты отлагались в глубоких тихих бухтах, куда горные реки сносили валунный материал. На крайнем юге в бассейнах рек Гуджал и Гуджик среди тонкозернистых пород свиты встречаются прослои хорошо окатанных конгломератов, что также указывает на мелководность бассейна. Современная граница эльгинской свиты расположена намного западнее известных выходов умальтинской и эпиканской свит. На севере свита встречается в бассейне р. Ниман, а в бассейне р. Аникан она выклинивается уже на правом склоне долины реки. Полимиктовый состав пород свиты указывает (по Т. Н. Давыдовой) на появление новой области сноса, которая была сложена метаморфическими породами. Возможно, это был район современного Буреинского хребта. Исходя из различной степени окатанности аркозового и полимиктового материала (аркозовый материал представлен валунами и гальками), который поступал из различных областей, предполагается, что западная береговая линия проходила вблизи западной границы современных выходов пород свиты, а восточная область сноса располагалась значительно восточнее современной границы распространения пород этой свиты. Область сноса, расположенная с востока, вероятно, затрудняла сообщение с открытым морем, что отразилось в этом районе на распространении фауны.

Чаганыйская свита представлена однообразными породами. Область накопления чаганыйской свиты была частично ограничена с востока окончательно сформировавшимися поднятиями, расположенными в районе Буреинского хребта. К югу от Буреинского бассейна юра известна в Тырминской и Гуджикской впадинах, а также на восточной окраине Малого Хингана и в бассейне р. Урми.

На территории Малого Хингана нижне- и среднеюрские отложения распространены незначительно. Они представлены как морскими, так и континентальными образованиями, залегающими на древних гранитоидах.

По данным С. А. Музылева, нижнеюрские отложения имеют здесь следующий разрез (снизу):

1. Конгломераты, прослеживающиеся от р. Лангара на востоке до р. Каменушки на западе. На р. Лангаре конгломераты крупногалечные, иногда даже валунные, состоящие из галек метаморфических пород. Западнее, в районе обнажения «Красный яр», размер галек в конгломератах значительно уменьшается, одновременно уменьшается и мощность слоев. Вблизи устья р. Каменушки вместо конгломератов присутствуют седиментационные брекчии, состоящие из неокатанных обломков гра-

http://jurassic.ru/

нита, кварца и полевых шпатов. Мощность конгломератов от 40 *м* на востоке до 10 *м* на западе.

2. Песчаники аркозовые средне- и крупнозернистые. В бассейне р. Лангара пачку слагают грубозернистые песчаники, местами чередующиеся с прослоями конгломератов. Западнее, в районе пос. Катон и р. Каменушки, прослои конгломератов исчезают и весь разрез толщи становится более тонкообломочным. В этих же районах в разрезе появляются обломки глинистых сланцев и основных эффузивов, отчего породы приближаются по составу к граувакка м. Мощность пачки около 200 *м*.

3. Песчаники, переслаивающиеся с глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, конгломератами и пластами сильно перемятого каменного угля. Степень угленосности свиты незначительна, мощность углей и углистых сланцев не превышает 10—20 *см*. Местами наблюдаются раздувы до 1,5—2,0 *м* и иногда утонение до тонкого пропластка.

Угленосная свита на водоразделе рек Турук и Катон содержит несколько маломощных пропластков угля и углистого сланца, и только один пласт углистого сланца имеет мощность до 1,5 *м*. Аналогичное строение имеет свита и в бассейне р. Каменушки.

В верхах угленосной свиты на р. Лангаре в кл. Безымянном и на правом берегу р. Биры Е. Т. Слюсаревым были обнаружены остатки флоры (определение В. Д. Принады) *Cladophlebis* sp. nov. и *Pterophyllum birense* P r y n a d a. В низах этой же свиты А. И. Савченко в бассейне р. Каменушки была собрана (определение В. Д. Принады) следующая флора: *Coniopteris* sp., *Sphenopteris londoko* P r y n a d a, *Cladophlebis* sp., *Taeniopteris jimboana* K r y s h t., *Nilssonia* cf. *pterophylloides* Y o k., *Ginkgo* ex gr. *sibirica* H r., *Baiera* sp., *Podozamites lanceolatus* L. et H.

Эта флора не может быть сопоставлена ни с одной из известных флор Дальнего Востока. Более точно возраст свиты устанавливается благодаря сборам Л. Б. Кривицкого, А. Д. Миклухо-Маклая и Е. Т. Слюсарева. Они в 1936 г. нашли в верхней части свиты белемнит *Mesoteuthis stimula* D u m., позволивший установить тоарский возраст вмещающих их пород. Совместно с белемнитами обнаружены гастроподы *Loxonema* sp., *Macrochilima* sp., *Scurria* sp. Эта третья часть разреза выделялась под названием лангаринской угленосной свиты. Мощность свиты 250 *м*.

4. Конгломераты и аркозовые песчаники. За нижнюю границу толщи принят прослой песчаников с остатками фауны. В нижней части толщи наблюдается переслаивание серых песчаников и песчанистых сланцев. В восточной половине площади в песчаниках встречаются конгломератовидные прослои. В этой толще А. П. Глушковым были собраны многочисленные пресноводные моллюски, которые до сих пор еще не изучены. Мощность толщи достигает 600 *м*.

Юрские морские отложения развиты также в бассейне р. Урми, где их впервые обнаружил А. З. Лазарев. На р. Сильчуге, выше устья ручья Боссен (Поссен?) был обнаружен небольшой валун известковистого песчаника с отпечатком раковины *Inoceramus aequicostatus* V o r., указывающий на ааленский возраст пород. В верховьях р. Урми по р. Демкукан Н. П. Саврасов встретил зеленовато-серые мелкозернистые песчаники со следами ростров белемнитов, вероятно юрского возраста. В 1956—1958 гг. в бассейне р. Урми, по р. Бираджа, С. С. Дарбиняном среди песчано-глинистых отложений были найдены следующие остатки фауны (определения Е. П. Брудницкой): *Grammoceras (Pseudogrammoceras) fallaciosum* B a y l e — тоар, а также *Inoceramus* cf. *aequicostatus* V o r., *Modiolus numismalis* O p p.

http://jurassic.ru/

Нижнее Приамурье

Территория, располагающаяся в бассейне нижнего течения Амура и его левого притока — р. Амгуни, со времени Р. К. Маака (1859) и Ф. Б. Шмидта (1866) считается областью широкого развития юрских отложений, к которым они относили формацию глинистых сланцев, алевролитов и песчаников.

Позднее П. А. Казанский (1932) привел более подробные сведения о распространении юры в Комсомольско-Горинском (или, как тогда называли, «Озерном») районе. После работ Е. В. Павловского и И. А. Ефремова (1934) в этом районе некоторое время предполагалось развитие верхнего палеозоя. Позднее, И. Г. Козлов, Н. П. Саврасов, Н. П. Батурин и Л. И. Красный выделяли здесь юрские отложения. В последние годы здесь же доказано широкое распространение и меловых отложений.

До настоящего времени юрские отложения Нижнего Приамурья подразделялись на отложения нижнего лейаса и отложения амгунской серии. Сейчас на площади распространения осадков «амгунской серии» во многих местах были обнаружены многочисленные остатки верхнемеловой, частично нижнемеловой фауны.

В Комсомольском районе, тесно геологически связанном с Нижним Приамурьем, о наличии юры стало известно после находки в 1936 г. А. А. Андреевым на берегу оз. Падали в известняках белемнита, определенного Г. Я. Крымгольцем, как *Mesoteuthis* (Megateuthis) или менее вероятно — как *Passaloteuthis*.

В 1955—1958 гг. Н. К. Осипова, Е. Б. Бельтенев, И. Я. Зытнер, А. И. Исакова, П. А. Эпов, А. Я. Беспалов, В. В. Онихимовский и другие подразделили отложения юрской системы на площади левобережья р. Амура (бассейн р. Горин, верховья р. Кур, бассейн рек Бичи, Лимури, Пильды и др.) на следующие согласно залегающие свиты: будюрскую, хурбинскую, ульбинскую, силинскую и падалинскую.

Таким образом, на территории Нижнего Приамурья среди юрских отложений, по имеющимся к последнему времени данным, возможно выделять осадки геттанг-синемюра (киселевская свита); лотаринг-тоара (будюрская свита), аалена (хурбинская свита); байос-бата (ульбинская свита); келловей-оксфорда (силинская свита) и оксфорд-волжского (падалинская свита).

Наиболее низкие горизонты юры, охватывающие геттангский и синемюрский ярусы, обнажены на левом берегу Амура в районе деревни Киселевки, где они были выделены в 1959 г. Е. Б. Бельтеневым под названием «киселевской свиты». Изучали эту свиту И. Г. Козлов, Н. П. Саврасов, М. Р. Шестопалов, Л. И. Красный, Ю. А. Иванов, А. И. Савченко и др.

Киселевская свита сложена кремнистыми сланцами, яшмами, диабазами, спилитами и их туфами, линзами известняков и, в меньшей степени, кремнисто-глинистыми сланцами и алевролитами.

Для нижней части киселевской свиты А. И. Фрейдин и Ю. Я. Лившиц приводят следующий разрез (снизу), изученный ими в устье р. Половинка:

1. Кремнистые яшмовидные породы сургучно-красного цвета	180 *м*
2. Диабазы зеленокаменно-измененные	25 „
3. Кремнистые яшмовидные породы слоистые, преимущественно сургучно-красного, реже синеватого цвета	690 „

Общая мощность разреза 895 *м*.

Остальная часть свиты обнажена в скалистых обрывах Амура выше дер. Киселевки. По данным А. И. Савченко приводится следующий схематический разрез.

http://jurassic.ru/

1. Кремнистые сланцы и яшмы кирпично-красного цвета с линзообразными прослоями зеленых яшм . . . . . 126 *м*
2. Спилиты, перемежающиеся с их туфами серовато-зеленого цвета . . . 13 „
3. Кремнистые сланцы «шоколадного» цвета . . . . . 100 „
4. Переслаивание туфоконгломератов, туфогенных гравелитов, кремнисто-глинистых сланцев и кремнистых алевролитов . . . . . 20 „
5. Спилиты миндалекаменные и туфы . . . . . 88 „
6. Линзообразный прослой известняка с редкими обломками пелеципод и гастропод . . . . . 8—10 „
7. Линзообразный прослой гравелита с многочисленными остатками фауны нижнеюрского возраста, с размывом залегающий на известняках . . . 2—3 „
8. Спилиты миндалекаменные и туфы зеленого и коричневого цвета . . . 78,5 „
9. Туфопесчаник грубозернистый зеленого цвета . . . . . 30 „
10. Кремнистые сланцы сургучного цвета . . . . . 8 „
11. Песчаники туфогенные известковистые с остатками пелеципод, гастропод и кораллов . . . . . 17 „
12. Кремнистые сланцы сургучного цвета с прослоями туфов спилита и обломки известняка . . . . . 18 „
13. Песчаники туфогенные и туфы зеленого цвета с 3-метровой линзой серых известняков . . . . . 8 „
14. Лавобрекчии спилитов пятнистой окраски . . . . . 2 „
15. Кремнистые сланцы сургучного цвета . . . . . 4,5 „
16. Песчаники туфогенные и туфы спилитов зеленовато-серого цвета с остатками гастропод и пелеципод . . . . . 10 „
17. Туфы и туфобрекчии спилитов с линзами известняков (до 6 *м* мощности) 14 „
18. Кремнистые сланцы с линзами известняков (до 0,6 *м* мощности) . . . 6 „
19. Спилиты и туфы серого и зеленоватого цвета . . . . . 25 „
20. Переслаивание кремнистых сланцев серого, красного и зеленовато-серого цвета . . . . . 218 „
21. Спилиты зеленовато-серого цвета . . . . . 6 „
22. Кремнистые сланцы пестроцветные . . . . . 165 „
23. Порфириты с многочисленными карбонатными прожилками и гнездами фуксита . . . . . 35 „

Общая мощность разреза 4014 *м*.

Суммарная видимая мощность киселевской свиты достигает 2000 *м*.

Н. П. Саврасовым и М. Ф. Шестопаловым в линзе известняка (слой 6 приведенного выше разреза) была собрана следующая фауна (определение Л. Д. Кипарисовой, 1952): *Juraphyllites amurensis* Kipar., *Cardinia amurensis* Kipar., *C.* aff. *subacuminata* Tschern., *C.* aff. *collenoti* Mart., *C.* aff. *hennocquii* Terq., *C.* ex gr. *concinna* (Sow.), *Corbis sibirica* Kipar., *Sowerbya* (?) *minor* Kipar., *Ctenostreon orientale* Kipar., *Lima (Plagiostoma) parapunctata* Kipar., L. (*P.*) *subcompressa* Kipar., *L.* (*P.*) *savrassovi* Kipar., *L.* (*P.*) aff. *ovalis* Goldf. (non Sow.), *Limea* (?) aff. *subdupla* Stopp.; *Chlamys textoria* Schloth., *Myoconcha subbroilii* Kipar., *Pleurotomaria* aff. *sturi* Neum., *P. kissilevkaensis* Kipar., *Ditremaria orientalis* Kipar., *Cirsostylus savrassovi* Kipar., *Scurria elata* Kipar., *Sc.* aff. *dunkeri* (Orb.), *Sc.* aff. *tasaryensis* Vor., *Zygopleura* aff. *veturia* Gemm., *Z.* aff. *antiope* Gemm., *Pseudomelania amurensis* Kipar., *Euconnactaeon subconcavus* Kipar. и др.

По мнению Л. Д. Кипарисовой, этот комплекс фауны принадлежит геттангскому и синемюрскому ярусам нижнего отдела юры. Однако, по мнению А. И. Савченко, следует иметь в виду, что определенный возраст имеют только известняки с фауной, приуроченные к вулканогенно-кремнистой толще, возрастной предел которой остается пока неясным. Не исключено, что низы этой толщи принадлежат верхнему триасу.

К лотарингскому (?) и тоарскому ярусам относится *будюрская свита,* выделенная в 1959 г. Н. К. Осиповой в истоках р. Кура и ее левого притока р. Будюра. В верховьях р. Горин, в междуречье Горина и Баджала, в среднем течении р. Дуки и во многих местах междуречья Амгуни и Буреи встречаются толщи, сопоставляющиеся с будюрской свитой.

http://jurassic.ru/

В верховьях рек Кур и Ульбин по разрозненным коренным обнажениям и делювиальным высыпкам, по Н. К. Осиповой, строение свиты следующее (нижние горизонты здесь отсутствуют):

1. Песчаники крупно- и среднезернистые, полимиктовые, близкие к аркозовым с прослоями (0,2—0,4 *м*) полосчатых алевролитов и гравелитов (0,5—1,5 *м*)	400—450 *м*
2. Песчаники полимиктовые и аркозовые, мелко- и среднезернистые с прослоями (0,2—2 *м*) темно-серых алевролитов и пачками (5—20 *м*) тонкопереслаивающихся (5—10 *см*) известковистых полимиктовых песчаников и алевролитов	200 „
3. Песчаники полимиктовые, средне- и крупнозернистые	200—250 „

На юго-западе, в низовьях р. Ярап и в прилегающих районах нижняя часть будюрской свиты представлена конгломератами, состоящими из гальки кремнистых, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев, несогласно перекрывающих каменноугольные и пермские отложения. Выше по разрезу конгломераты переслаиваются с грубозернистыми полимиктовыми песчаниками и реже глинистыми сланцами. Средняя часть свиты представлена грубозернистыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, среди которых встречаются прослои мелкозернистых известковистых песчаников.

В верхах свиты наблюдаются аркозовые песчаники с редкими прослоями (5—10 *см*) черных глинистых сланцев и известковистых песчаников. Такой же состав имеют отложения будюрской свиты и на юго-западных отрогах хр. Джаки-Унахта-Якбыяна. Суммарная мощность отложений будюрской свиты в этом районе достигает 1100—1200 *м*. Органических остатков в отложениях будюрской свиты пока не обнаружено. Однако, по мнению А. И. Савченко, будюрская свита является аналогом умальтинской свиты, развитой на р. Бурее. На это указывает также трансгрессивное их залегание на более древних образованиях, а также наличие в покрывающих их отложениях (эпиканская и хурбинская свиты) представителей *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* Keys. Верхняя граница отложений будюрской свиты возможно не выходит из пределов тоарского яруса.

Стратиграфически выше будюрской свиты в междуречье Горина, Кур, Бол. Хурбы, в бассейне р. Дуки и на левобережье Амгуни Н. К. Осиповой и И. Я. Зытнером в 1956—1958 гг. выделена *хурбинская свита,* относящаяся к ааленскому ярусу. В береговых обнажениях р. Бол. Хурба и в бассейне Ульбина Н. К. Осиповой наблюдался следующий разрез (снизу):

1. Алевролиты с прослоями (1—5 *м*) аркозовых песчаников	50 *м*
2. Пачка тонкого (5—20 *см*) переслаивания известковистых песчаников и алевролитов	100 „
3. Грубое переслаивание песчаников с алевритами, глинистыми сланцами и пачками (40—50 *м*) ритмичного переслаивания известковистых песчаников и алевролитов	540 „
4. Песчаники мелкозернистые, известковистые	90 „
5. Спилиты зеленовато-серые	5 „
6. Песчаники мелкозернистые, окремнелые, алевролиты и кремнисто-глинистые сланцы	25 „
7. Грубое переслаивание алевролитов, глинистых сланцев, известковистых песчаников с пачками (10—15 *м*) ритмично переслаивающихся алевролитов и песчаников	140 „

В этой пачке обнаружены банки иноцерамов, среди которых Е. П. Брудницкая определила *Inoceramus* cf. *aequicostatus* Vor., *In.* cf. *ambiguus* Eichw., *In.* cf. *porrectus* Eichw. и *Belemnites* sp.

8. Песчаники среднезернистые	30 *м*
9. Пачка тонкого переслаивания известковистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев	20 „

http://jurassic.ru/

10. Песчаники мелкозернистые, известковистые . . . . . 50 *м*
11. Диабазы и диабазовые порфириты . . . . . 45 „
12. Кремнистые сланцы голубовато-серые . . . . . 15 „
13. Алевролиты с прослоями известковистых песчаников . . . . . 50 „
14. Кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы . . . . . 70 „

Общая мощность разреза 1280 *м*.

В более северных и северо-восточных районах хр. Мяо-Чан мощность отложений свиты колеблется в пределах 1100—1500 *м*.

В бассейне р. Амгуни мощность хурбинской свиты составляет 1300—1350 *м*. На основании найденных в свите иноцерамов принято считать, что возраст хурбинской свиты заключен в пределах тоар-ааленского и ааленского ярусов.

Условно к байос-бату относится ульбинская свита, выделенная в 1956—1957 гг. Н. К. Осиповой и И. Я. Зытнером. Она распространена в пределах хр. Мяо-Чан, в нижнем течении р. Горин, в бассейне р. Дуки и на левобережье р. Амгуни.

Состав свиты крайне не выдержан как по простиранию, так и вкрест простирания. Для бассейна р. Ульбин Н. К. Осиповой приводится следующий обобщенный разрез отложений ульбинской свиты:

1. Песчаники и глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников . . 180 *м*
2. Алевролиты и глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников . . 250 „
3. Грубое переслаивание (через 5—20 *м*) песчаников мелкозернистых и среднезернистых с алевролитами . . . . . 100 „
4. Переслаивание песчаников мелкозернистых и тонкозернистых с алевролитами и глинистыми сланцами . . . . . 250 „
5. Грубое чередование алевролитов, глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников . . . . . 350—400 „
6. Сланцы кремнистые и кремнисто-глинистые, серого, зеленовато-серого и вишнево-красного цвета . . . . . 250—300 „

В береговых обнажениях р. Горин, в районе горы Сан-Чуя, мощность верхней части ульбинской свиты, по данным Е. Б. Бельтенева и А. И. Исаковой, достигает 1126 *м*. В бассейне р. Дуки, по Н. Г. Осипову, мощность ульбинской свиты колеблется в пределах 1514—1544 *м*.

Органические остатки в отложениях ульбинской свиты крайне редки и представлены в основном растениями и скелетами радиолярий. В алевролитах нижней части свиты Е. Б. Бельтеневым в 1959 г. найдены *Ostrea* sp., а в средней части — *Nilssonia* sp. В кремнистых и кремнисто-глинистых сланцах в ряде мест обнаружены скелеты радиолярий *Cenellipsis* sp., *Dictyomitra* sp., *Doryshaera* sp., *Ellipsoxiphus* sp., *Lithocampe* sp., *Porodiscus* sp., *Stichocapsa ovata* Hinde, *Tricolocapsa* sp. Как предполагает А. И. Жамойда, этот комплекс радиолярий показывает, что возраст вмещающих их пород «моложе нижней юры».

А. И. Савченко считает, что возраст ульбинской свиты должен быть заключен в пределах средней юры на основании того, что осадки свиты залегают согласно на породах хурбинской свиты и перекрываются отложениями силинской свиты верхнеюрского возраста.

Верхнеюрские отложения установлены в бассейнах рек Ульбин, Бол. и Мал. Хурба, Силинка, в бассейне среднего и нижнего течения р. Горин и в верховьях рек Лимури и Пильды. Условно они выделены в верхнем течении р. Горин, в бассейне р. Дуки и на левобережье р. Амгуни. Н. К. Осиповой, И. Я. Зытнером, Е. Б. Бельтеневым в 1957—1958 гг. они подразделены на две свиты: силинскую и падалинскую.

К келловей-оксфордскому ярусу отнесена *силинская свита*, представленная преимущественно кварц-полевошпатовыми, мелко-, средне- и крупнозернистыми песчаниками, реже алевролитами и гравелитами.

Н. К. Осиповой для района рек Силинки, Бол. Хурбы и Болин приводится следующий разрез свиты (снизу):

http://jurassic.ru/

1. Ритмичное переслаивание мелкозернистых песчаников с алевролитами	170—200 *м*
2. Песчаники мелко- и среднезернистые с редкими прослоями гравелитов	400—450 „
3. Алевролиты и глинистые сланцы, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками	150 „
4. Тонкое и грубое ритмичное переслаивание песчаников, иногда переполненных растительным детритом, и алевролитов	400 „
5. Песчаники неравномернозернистые с единичными прослоями алевролитов и гравелитов	150—200 „
6. Алевролиты, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками	200—250 „

Общая мощность свиты 1470—1550 *м*.

В северо-восточной части Комсомольского района (район горы Сан-Чуя) в отложениях силинской свиты увеличивается количество прослоев алевролитов, а в нижней части разреза появляются прослои кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Суммарная мощность свиты в пределах 1100—1550 *м*. В песчаниках с растительным детритом В. А. Самылина определила следующие остатки флоры: *Aldonia* sp., *Carpolites cinctus* Heer, имеющие распространение в осадках верхней юры — нижнего мела. В алевролитах урочища Коу-Гоу (пос. Бектор) найдены *Inoceramus* sp. indet., *Aucella* sp. indet. Находка *Aucella* говорит о верхнеюрском — нижнемеловом возрасте вмещающих их пород. Учитывая также, что в отложениях вышележащей падалинской свиты найден верхнеюрский аммонит, возраст осадков силинской свиты следует считать верхнеюрским, скорее всего келловей-оксфордским.

Отложения вышележащей *падалинской свиты,* условно относимой к оксфорд-волжскому ярусу, по простиранию крайне не выдержаны. Они состоят из разнообразных песчаников, алевролитов, глинистых, кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев, реже основных эффузивов и их туфов. К горизонтам кремнистых сланцев и туфам основных пород иногда приурочены линзообразные прослои известняков возможно рифогенного происхождения.

Наиболее полный разрез падалинской свиты наблюдается в береговых обрывах р. Силинки. Здесь Н. К. Осиповой описан (снизу) следующий разрез:

1. Кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, переслаивающиеся с алевролитами и глинистыми сланцами	150—200 *м*
2. Песчаники мелкозернистые с прослоями алевролитов	32—40 „
3. Седиментационные брекчии	5 „
4. Тонкое ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов	15 „
5. Алевролиты и глинистые сланцы	40 „
6. Песчаники мелко- и среднезернистые с одиночными прослоями алевролитов и тонкозернистых песчаников	350—400 „
7. Ритмичное переслаивание (0,3—0,8 *м*) песчаников и алевролитов	150 „
8. Песчаники мелкозернистые	60—80 „
9. Кремнистые сланцы голубовато-серого цвета	20 „
10. Алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы	200 „
11. Кремнистые сланцы зеленовато-серого цвета	30—40 „

Общая мощность разреза 1400—1570 *м*.

В истоках рек Лев. Пильды, Пильдукан и Бичи в верхней половине падалинской свиты основную роль играют кремнисто-глинистые и глинистые сланцы. Здесь, по данным А. И. Савченко, наблюдается следующий разрез верхней части свиты (снизу):

1. Кремнистые сланцы светло-серого цвета	165 *м*
2. Песчаники среднезернистые	25 „
3. Кремнистые сланцы бордового цвета	220 „
4. Кремнистые сланцы светло-серого и голубого цвета	190 „
5. Кремнисто-глинистые сланцы с прослоями (5—10 *мм*) кремнистых сланцев зеленовато-серого цвета	140 „

Общая мощность разреза 750 *м*.

А. И. Жамойда из кремнисто-глинистых сланцев этого разреза определил радиолярий *Cenosphaera* cf. *pachyderma* Rüst., *Dictyomitra*

http://jurassic.ru/

sp., *Dicolocapsa* sp., *Lithocampa* sp., *Lithomitra* sp. (сходная с *L. cerciformis* R ü s t.), *Ellipsoxiphus* sp., *Histiastrum* sp. или *Tesserastrum*. Этот комплекс радиолярий, по заключению А. И. Жамойды, принадлежит отложениям верхней юры — нижнего мела. В алевролитах средней части падалинской свиты в районе пос. Хурмули были найдены обломки аммонитов *Lithacoceras* (?) sp. indet., *Partschiceras* sp. indet. (определение К. М. Худолея). К. М. Худолей отмечает, что род *Lithacoceras* (с ребристостью, характерной только для верхнеюрских форм) имеет распространение в кимеридже Европы, Японии и т. д. Учитывая также, что отложения падалинской свиты согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными валанжинскими осадками (горюнская свита), возраст их определяется как верхнеюрский (оксфорд-волжский). Суммарная мощность отложений падалинской свиты колеблется в пределах 1100—1600 *м*. Следовательно, в разрезе юры Нижнего Приамурья и сопредельных с севера районов наиболее низкими горизонтами являются отложения киселевской свиты, охарактеризованные фауной синемюрского и геттангского ярусов. Возможно, что нижняя часть свиты относится к верхам триаса. На нижнелейасовых отложениях залегают осадки будюрской свиты. Взаимоотношение их пока остается не ясным. Возможно наличие перерыва в низах будюрской свиты. По возрасту осадки будюрской свиты должны быть отнесены к лотаринг(?)-тоарскому веку. Вышележащие отложения хурбинской свиты находятся в согласном залегании с будюрской свитой и представляют собой единый комплекс осадков. Наличие остатков иноцерамов позволяет относить хурбинскую свиту к ааленскому ярусу. Ульбинская свита, следующая непосредственно за хурбинской, составляет с последней также единый комплекс и отнесена по возрасту к средней юре. Вышележащие свиты — силинская и падалинская — относятся к верхнему отделу юрской системы. Между средним и верхним отделами юры возможно существовал перерыв в осадконакоплении. Взаимоотношение ульбинской и силинской свит пока еще остается неясным.

Северный Сихотэ-Алинь

В Северном Сихотэ-Алине юрские образования распространены главным образом на западных его склонах, где в настоящее время известны лейасовые, средне- и верхнеюрские морские отложения.

Разрез начинается с джаурской свиты (см. выше), нижняя часть которой принадлежит верхнему триасу. Более молодые образования, выделенные в 1951 г. А. П. Глушковым в бассейне р. Санги, получили название *сангинской свиты*. Последняя установлена также по правобережью р. Анюй, в верховьях р. Хор, в бассейне р. Богбасу и среднем течении р. Хунгари.

Для бассейна р. Санги А. П. Глушковым приводится следующий разрез сангинской свиты (снизу):

1. Конгломератовидные кремнистые породы	0—250 *м*
2. Песчаники	0—15 „
3. Кремнистые сланцы с прослоями серицито-кремнистых сланцев и марганцовистых руд	15—20 „
4. Пачки чередования серицито-кремнистых сланцев серовато-зеленого, темно-коричневого и черного цвета	100—120 „
5. Кремнисто-глинистые сланцы зеленого цвета	500—700 „
6. Кремнистые сланцы	300—400 „

По простиранию литологический состав отложений, являющихся аналогами сангинской свиты, очень быстро изменяется и в ее разрезе либо увеличивается роль песчаников, либо кремнистых или кремнисто-глинистых сланцев.

http://jurassic.ru/

Так, например, А. В. Демин в 1960 г. в верховьях р. Богбасу наблюдал следующий разрез (снизу):

1. Кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты с примесью туфогенного материала	260 *м*
2. Спилиты зеленого цвета	20 „
3. Кремнисто-глинистые сланцы и алевролиты	65 „
4. Глинистые сланцы кирпично-красного цвета	40 „
5. Кремнисто-глинистые, глинистые сланцы и алевролиты	95 „
6. Кремнистые сланцы светло-серого цвета	120 „
7. Спилиты, диабазовые порфириты	230 „
8. Кремнистые сланцы	50 „
9. Спилиты	35 „
10. Кремнисто-глинистые, глинистые сланцы и алевролиты	80 „

Общая мощность разреза 995 *м*.

Почти повсеместно в основании нижней юры наблюдаются базальные слои, залегающие на размытой поверхности палеозойских или верхнетриасовых (?) образований. Принимая во внимание, что комплекс радиолярий, встреченный в отложениях джаурской свиты, имеет много общего с аналогичным комплексом из киселевской свиты, а также учитывая, что на образованиях джаурской свиты согласно залегают осадки хунгарийской свиты с остатками тоарских аммонитов, возраст всего вышеописанного комплекса пород (джаурская и сангинская свиты) принимается как нижний — средний лейас. Но не исключена возможность присутствия осадков начала верхнего лейаса.

Стратиграфически выше в Северном Сихотэ-Алине залегают образования хунгарийской свиты, связанные постепенным переходом с нижележащими осадками джаурской свиты.

Свита впервые была выделена Н. Н. Воронцовым и В. Н. Плиевым в 1956 г. А. П. Глушков ранее описывал эти отложения под названием «свита песчано-глинистых сланцев и глинистых песчаников», относя ее по возрасту к раннему мелу. В. К. Елисеева толщу глинистых и песчано-глинистых сланцев относила к юре. Отложения хунгарийской свиты широко распространены на западных отрогах Северного Сихотэ-Алиня.

Наиболее полный разрез нижних и средних горизонтов свиты изучен В. Н. Плиевым по береговым обнажениям в среднем течении р. Хунгари.

Здесь снизу вверх наблюдаются

1. Сланцы алевролитовые, кверху постепенно переходящие в алевролиты и тонкозернистые песчаники	150 *м*
2. Ритмичное чередование 5—6-см прослоев псаммито-алевролитов с 8—10-см прослоями черных сланцев	120 „
3. Алевролиты тонкорассланцованные	180 „
4. Ритмичное чередование среднезернистых песчаников, полосчатых псаммито-алевролитов и тонкозернистых песчаников	140 „
5. Сланцы алевролитовые, полосчатые, черного цвета	60 „
6. Алевролиты толстоплитчатые с редкими прослоями среднезернистых песчаников	150 „
7. Переслаивание алевролитов массивных и тонкоплитчатых	50 „

Общая мощность разреза 850 *м*.

Верхняя часть хунгарийской свиты, по данным Н. Н. Воронцова, изучавшего разрез в бассейне р. Джаур (ниже устья ручья Рубанок), представлена в низах среднезернистыми песчаниками (220 *м*), а в верхах алевролитами с глинистыми сланцами (свыше 1000 *м*).

Суммарная видимая мощность отложений хунгарийской свиты составляет 2000—2100 *м*.

В верховьях кл. Давры (правый приток р. Хунгари) в нижней части свиты найден отпечаток аммонита, принадлежащего роду *Lillia*

http://jurassic.ru/

(определение Г. Я. Крымгольца). Представители этого рода имеют распространение только в отложениях среднего и верхнего тоара. По наличию *Lillia* sp. в нижних слоях свиты возраст этой части разреза устанавливается как тоарский. Время образования верхних горизонтов и взаимоотношение их с более молодыми образованиями остаются неясными.

Сводная стратиграфическая схема юрской системы Амурской области и Хабаровского края приведена в табл. 6.

Нижний отдел. Нижний лейас. Геттангский и синемюрский ярусы известны только в Нижнем Приамурье у дер. Киселевки, где обнажены отложения киселевской свиты, сложенной известняками, кремнистыми породами, диабазами, глинистыми сланцами и линзами крупнообломочных брекчий с фауной *Juraphyllites amurensis* Kipar., *Cardinia* aff. *subacuminata* Tchern. Мощность отложений 450—800 *м* и более.

Логарингский ярус установлен только в Буреинском бассейне, где он входит в состав нижнеумальтинской подсвиты, представленной песчаниками и алевролитами, в которых встречена фауна *Oxynoticeras bureiense* Vor. Мощность яруса 160—200 *м*.

К отложениям нижнего лейаса условно относится и часть джаурской свиты, развитой в Северном Сихотэ-Алине.

Средний лейас. Отложения домерского яруса находятся в Буреинском бассейне и на побережье Тугурского залива Охотского моря. В этом районе они слагают нижнюю часть юрского разреза. Эти отложения представлены песчаниками и конгломератами с фауной *Amaltheus margaritatus* Montf., *Uptonia jamesoni* Sow. Мощность отложений до 200 *м*. Не исключена возможность присутствия домерских отложений и в Верхнем Приамурье.

Верхний лейас. Тоарский ярус распространен на значительной площади и встречается в Северном Сихотэ-Алине. Это (хунгарийская свита песчаников и сланцев с *Phymatoceras* sp.) в Нижнем Приамурье глинистые сланцы и песчаники с остатками *Harpoceras* sp., в западном Приохотье — конгломераты, песчаники и глинистые породы с *Pseudolioceras* spp., в Малом Хингане — лангаринская угленосная свита с остатками флоры и фауны *Mesoteuthis stimula* Dum. и в Буреинском бассейне, где ярус разделяется на нижний подъярус с *Hildoceras levisone* Simp. и др. и верхний с *Grammoceras* cf. *radians* Rein и др. Мощность яруса достигает 300—1000 *м*.

Средний отдел. Отложения ааленского яруса распространены чрезвычайно широко. В Верхнем Приамурье это толща известково-глинистых песчаников, в Западном Приохотье — песчаники, конгломераты, глинистые породы, в Нижнем Приамурье и в Буреинском бассейне — глинистые сланцы и песчаники. Всюду отложения охарактеризованы остатками иноцерамов — *Inoceramus subambiguus* Pčel., *In. formosulus* Vor., *In. lucifer* Eichw.; в Буреинском бассейне совместно с ними встречаются аммониты *Ludwiia* cf. *brasile* (Buck.), а на побережье Охотского моря *Leioceras opalinum* Rein. Мощность яруса 500—600 *м*.

Байосский и батский ярусы. Отложения, соответствующие байосскому веку и раннебатскому времени, встречаются не повсеместно и обычно распространены в отдельных пунктах. Осадки позднебатского времени встречаются почти повсеместно.

Батский ярус и верхний отдел. Отложения верхнего отдела юрской системы распространены довольно широко и представлены как морскими, так и континентальными образованиями. На данной стадии изученности их невозможно расчленить до яруса. В Буреинском рай-

http://jurassic.ru/

Сопоставление стратиграфических схем юрских отложений Хабаровского края и Амурской области

Таблица 6

Отдел	Ярус	Верхнее Приамурье	Буреинский бассейн	Малый Хинган и бассейн р. Урми	Западное Приохотье	Нижнее Приамурье	Северный Сихотэ-Алинь
Верхний	Титонский (Волжские)	Песчаники, алевролиты, с прослоями углистых пород, с остатками флоры и пресноводной фауны	*Талынжанская свита* Песчаники, реже аргиллиты и туфы, 400 *м*		Песчаники, алевролиты, аргиллиты с *Aucella russiensis, A. rugosa, A. stantoni, Berriasella* sp., *Partschiceras schetuchaense, Aucella mosquensis, A. volgensis, Amoeboceras* ex gr. *kitchini, Aucella mosquensis, A. bronni*, 700—2500 *м* Размыв	*Падалинская свита* Алевролиты, глинистые сланцы, песчаники, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы. В средней части свиты встречен аммонит *Litacoceras* (?) sp. indet. В кремнисто-глинистых сланцах встречен комплекс радиолярий верхней юры — нижнего мела, 1100—1600 *м*	Толща глинистых сланцев, алевролитов, реже конгломератов. Вверху фауна нижнего мела. Внизу остатки фауны верхней юры (*Astarte* sp. sp.), до 2000 *м*
	Кимериджский	*Ускалинская свита* Переходная толща от морских отложений к пресноводно-континентальным. Алевролиты, глинистые сланцы, редкие прослои мелкозернистых песчаников с *Modiolus strajeskianus, M. bolodekensis, Pleuromya tellina, Aucella* sp. (?) (cf. *bronni*). В верхней части свиты встречены растительные остатки 1500—2000 *м*	*Чаганыйская свита* Алевролиты, аргиллиты, прослои песчаников с *Pachyteuthis* sp., *Pleuromya* sp., остатки пресноводных моллюсков, 600 *м*		Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты с *Ochetoceras elgense, Aucella bronni*, до 800 *м* Размыв	*Силинская свита* Песчаники, гравелиты, алевролиты, пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов с *Inoceramus* sp. indet., *Aucella* sp. indet., 1100—1500 *м*	
	Оксфордский				Преимущественно песчаники с *Partschiceras subobtusiforme, P. udense, Bureiamya* sp. sp., *Modiolus* sp. sp., до 1200 *м*		

http://jurassic.ru/

Средний	Келловейский	*Усманковская свита* Преобладают разнозернистые песчаники, полимиктовые и туфогенные, с прослоями алевролитов, с *Arctocephalites* sp. *Meleagrinella umaltensis, Modiolus czekanowskii, M. solenoides, Pleuromya voronetzi, Tancredia donaciformis* и др., 900—1500 *м*	*Эльгинская свита* Песчаники тонкозернистые, алевролиты, конгломераты. В верхней части встречены *Cylindroteuthis obelisca, Modiolus* sp. sp., *Bureiamya* sp. sp., 1800 *м*		Размыв	Размыв (?)	Размыв
	Батский						
		Размыв (?)	*Эпиканская свита* Песчаники тонкозернистые, в низах с линзами конгломератов, алевролиты, конгломераты. В верхней части свиты найдены *Arctocephalites* sp., *Bureiamya* sp. sp., *Modiolus* sp. sp. В нижней половине свиты встречены *Inoceramus* sp. sp., *Holcophylloceras* sp., 1500—1800 *м*			*Ульбинская свита* Алевролиты, глинистые сланцы, песчаники и кремнисто-глинистые сланцы, пачки ритмичного чередования песчаников и сланцев. В нижней части встречены *Ostrea* sp., *Nilssonia* sp., в кремнисто-глинистых сланцах — скелеты радиолярий, 1100—2100 *м*	*Хунгарийская свита* Алевролиты, глинистые сланцы с прослоями песчаников. В нижней части свиты встречен аммонит *Phymatoceras* sp. и богатый спорово-пыльцевой комплекс, до 2300 *м*
	Байосский	*Ошурковская свита* Песчаники полимиктовые, переслаивающиеся с алевролитами и глинистыми сланцами с *Inoceramus* ex gr. *retrorsus, Isognomon isognomonoides, Chlamys* cf. *operculiformis, Tancredia* sp., *Isocyprina shizuchamensis* и др., 1500 *м*					
	?						
	Ааленский	*Сковородинская свита* Ритмичное чередование мелкозернистых песчаников и алевролитов (флиш), 800—1000 *м*		*Катонская свита* Конгломераты, аркозовые песчаники и песчано-глинистые сланцы. Пресноводные моллюски, до 600 *м*	Песчаники, алевролиты с *Leioceras* cf. *opalinum, Pseudolioceras beyrichi, Inoceramus subambiguus, Mytiloides* cf. *quenstedti*	*Хурбинская свита* Песчаники известковые, гравелиты, прослои спилитов и кремнистых сланцев. В нижней части свиты встречены *Inoceramus* cf. *aequicostatus, In.* cf. *ambiguus, In.* cf. *porrectus*, 1000—1500 *м*	

http://jurassic.ru/

Отдел	Ярус	Верхнее Приамурье	Буреинский бассейн	Малый Хинган и бассейн р. Урми	Западное Приохотье	Нижнее Приамурье	Северный Сихотэ-Алинь
Нижний	Тоарский	*Дугинская свита* Конгломераты, песчаники, алевролиты с *Passaloteuthis* ex gr. *tolli, Arctotis marchaensis, Oxytoma* ex gr. *münsteri, Inoceramus ambiguus*, до 2000 *м*	*Умальтинская свита* Песчаники с линзами и прослоями конгломератов. В верхней части встречены тоарские *Pseudolioceras* sp. sp., *Grammoceras* sp., *Inoceramus* sp. sp. В нижней части найдены *Amaltheus margaritatus, Oxytoma cygnipes* var. *ussuriensis, Plicatula (Harpax) spinosa, Chlamys textoria*, 700 *м*	*Лангаринская угленосная свита* Песчаники, глинистые, углисто-глинистые сланцы. В верхней части встречен *Mesoteuthis stimula* Остатки флоры, до 250 *м*	Песчаники, тонкое переслаивание песчаников и алевролитов с *Pseudolioceras compactile, P. witbiense, Dactylioceras athleticum, Hastites* ex gr. *clavatus, Inoceramus subambiguus, In. aequicostatus, Mytiloides amygdaloides*, 500—3500 *м*	*Будюрская свита* Песчаники, гравелиты, маломощные пачки ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников, седиментационные брекчии, 1000—1200 *м*	*Сангинская свита и верхи джаурской свиты* Кремнистые сланцы, конгломераты, алевролиты, песчаники. В кремнистых сланцах встречены остатки радиолярий, 700—1200 *м*
	Домерский					——?——	——?——
	Плинсбахский			Конгломераты валунно-галечные, песчаники аркозовые средне- и мелкозернистые, до 10—330 *м*	Преимущественно песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов в основании *Uptonia* ex gr. *jamesoni, Arietites* sp., *Chlamys textoria*	Размыв	Размыв
	Лотарингский					——?——	——?——
	Синемюрский					*Киселевская свита* Кремнистые породы, алевролиты, линзы известняков, основные эффузивы, их туфы с *Juraphyllites amurensis, Cardinia amurensis, C. collenoti*, до 2000 *м*	*Верхи джаурской свиты и макаровская свита* Вулканогенно-кремнистые образования, более 1000 *м*
	Геттангский				Размыв		
T_3						——?——	

http://jurassic.ru/

оне известна эльгинская свита с бат-нижнекелловейскими аммонитами *Arctocephalites orientalis* Krimh., *Cranocephalites era* Krimh. В Западном Приохотье отложения келловея представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами глинистыми сланцами с фауной *Phylloceras (Partschiceras)* cf. *viator.* и многочисленных пелеципод; в Верхнем Приамурье усманковская свита, представлена песчаниками с редкими прослоями алевролитов и остатками пелеципод *Meleagrinella umalthensis* Krimh., *Modiolus* spp., *Pleuromya* spp. и аммонита *Arctocephalites* sp. Мощность 500—2500 *м.*

К отложениям оксфорда — нижневолжского яруса относятся песчаники с прослоями алевролитов и конгломератов, а также литокристаллических туфов. Фауна представлена в основном пелециподами, среди которых более широко распространены *Aucella, Modiolus, Bureiamya.* Более высокие части разреза представлены песчаниками и алевролитами, содержащими остатки флоры *Cladophlebis takezaki* Oishi и др. и пресноводных моллюсков *Arguniella* spp. В других районах достоверных морских отложений не обнаружено.

ВЕРХНЯЯ ЮРА И НИЖНИЙ МЕЛ (НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ)

Верхнеюрские и нижнемеловые континентальные толщи, охарактеризованные местами пресноводной фауной и флорой, занимают обширные пространства в Верхнем Приамурье. На смежных с востока территориях в низовьях рек Зеи и Буреи они, как это установлено главным образом по буровым скважинам, прикрыты плащом более молодых рыхлых отложений. Известны эти толщи в Буреинском прогибе и Западном Приохотье. В последнем районе, к северо-востоку от устья р. Уды, в их состав входят мощные вулканогенные толщи.

За исключением Буреинского бассейна, где В. А. Вахрамеевым возраст этих толщ определен по комплексам растительных остатков, в других перечисленных выше районах разделение юры и мела еще невозможно.

Верхнее Приамурье

Верхнеюрские и нижнемеловые пресноводно-континентальные отложения выполняют части Верхнеамурского и Амурско-Зейского прогибов. К востоку от Амурско-Зейского прогиба они выполняют небольшие мульды, наложенные на палеозойские и более древние образования (левобережье Амура, среднее течение р. Зеи и верховья р. Имкан, правый приток р. Мамын).

В 40-х годах В. Д. Принадой, Н. П. Саврасовым и В. З. Скороходом мезозойские отложения были расчленены на морские юрские (буреинская свита) и пресноводно-континентальные меловые отложения (никанская свита).

В. З. Скороход (1941) никанскую свиту Верхнего Приамурья расчленял на три толщи:

1) нижнюю — песчаники с диагональной слоистостью, с прослоями глинисто-песчанистых сланцев, мощностью 1000 *м,*

2) среднюю — конгломерато-сланцевую — 350 *м,*

3) верхнюю — грауваковые песчаники, вверху с прослоями глинистых сланцев и углей — 1500 *м.*

Общая мощность никанской свиты 2850 *м*, возраст ее В. З. Скороход определял как ранне-позднемеловой.

В дальнейшем В. Д. Принада (1944, 1950, 1951) на основании изучения ископаемых растений из мезозойских отложений Восточной

http://jurassic.ru/

Сибири и, в частности, Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья возраст угленосных толщ Верхнего Приамурья считал позднеюрским, а сами толщи рассматривал как синхронные эффузивно-осадочной свите Восточного Забайкалья. Мнение В. З. Скорохода о меловом возрасте угленосных отложений Верхнего Приамурья В. Д. Принада считал ошибочным, так как комплексы остатков растений из никанской свиты Южного Приморья резко отличны от соответствующих комплексов из угленосных толщ Верхнего Приамурья.

В течение последних 30 лет большое внимание уделялось изучению верхней части мезозойских пресноводно-континентальных угленосных отложений (П. Ф. Попов, Б. А. Иванов, С. С. Добрынин, В. Д. Принада, Н. А. Брумель, А. И. Архангельский, Л. М. Саяпина и Р. М. Тоноян, Е. Е. Краснянская, Н. Е. Сластенова и др.). Позднее в Верхнем Приамурье проводили исследования и собрали дополнительный материал Г. П. Леонов, И. А. Добрускина и др. (1962), а также П. П. Емельянов, Ю. М. Логинов, А. И. Фрейдин, З. Д. Москаленко, А. И. Савченко, Л. В. Сибирякова и др.

В 1951—1956 гг. М. С. Нагибиной удалось описать разрезы мезозойских отложений в различных районах Верхнего Приамурья, сопоставить их между собой и предложить новую стратиграфическую схему.

По литологическим признакам пресноводно-континентальные отложения верховьев Амура, по М. С. Нагибиной, подразделяются на три части.

1. Нижняя часть представлена песчаниками, преимущественно аркозовыми, переслаивающимися с прослоями аргиллитов и местами кислых пепловых туфов. Главная часть разреза сложена светло-серыми и желтовато-серыми полимиктовыми и аркозовыми средне- и крупнозернистыми песчаниками с известковистым и глинистым цементом. В верхней части разреза средне- и мелкозернистые песчаники переслаиваются с алевролитами. Вся эта толща называется осежинской свитой и широко распространена в бассейне р. Осежины (левый приток Амура).

Мощность осежинской свиты 1000—1400 *м*.

Ранее П. Ф. Попов эти отложения называл албазинской свитой.

2. Средняя часть пресноводно-континентальных отложений угленосная. Прослои углей и углистых сланцев распределены неравномерно среди песчано-сланцевых отложений с конгломератами. Они сосредоточены преимущественно в нижней и верхней частях толщи и разделены между собой промежуточной безугольной толщей, состоящей из граувакковых песчаников с линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов.

Вся угленосная толща называется толбузинской свитой. Н. П. Саврасов впервые в 1933 г. ввел наименование «толбузинская свита», включив в нее лишь верхнюю часть той толщи, которая понимается М. С. Нагибиной как толбузинская свита, а также нижние части вышележащей пермыкинской свиты. В пределах толбузинской свиты по литологическим признакам выделяются три подсвиты: а) нижняя угленосная подсвита мощностью 700 *м*; б) промежуточная безугольная подсвита мощностью 350 *м*; в) верхняя угленосная подсвита мощностью 300 *м*;

3. Верхняя часть пресноводно-континентальных отложений верховьев Амура резко отличается от двух нижележащих толщ (осежинской и толбузинской свит) грубообломочным составом отложений. Эта верхняя толща континентального мезозоя Верхнего Приамурья, включающая мощные пачки конгломератов и грубозернистых полимиктовых

http://jurassic.ru/

песчаников, получила название пермыкинской свиты, так как наиболее полный разрез ее наблюдается в прекрасных скалистых обнажениях левого берега Амура ниже сел. Пермыкино, в так называемом Пермыкинском кривуне. Впервые это название было предложено в 1932 г. П. Ф. Поповым. М. С. Нагибиной под пермыкинской свитой понимается собственно пермыкинская и вышележащая челбучинская свита П. Ф. Попова.

Пермыкинская свита подразделяется на две подсвиты (снизу): а) нижнюю, или конгломератовую, подсвиту, состоящую из крупногалечных и валунных конгломератов, в верхней части с прослоями грубозернистых песчаников, мощностью 500 *м*; б) верхнюю песчаниковую подсвиту, состоящую из грубозернистых песчаников, в нижней части содержащих маломощные прослои и линзы мелкогалечных конгломератов, а в верхней — тонкие прослои алевролитов, мощностью 900—1000 *м*.

Общая мощность пермыкинской свиты 1200—1500 *м*.

Все три свиты — осежинская, толбузинская и пермыкинская — залегают согласно и связаны постепенными переходами. Ю. П. Рассказов и другие предполагают, что пермыкинская свита несогласно перекрывает подстилающие образования.

Сопоставление разрезов пресноводно-континентальных отложений, развитых в районе сел. Бейтоново и Пермыкино и севернее района сел. Толбузино, показывает, что с запада на восток происходит некоторое сокращение мощностей ряда подсвит толбузинской угленосной свиты.

Рассматриваемые отложения по своему стратиграфическому положению залегают выше морских отложений с фауной верхней юры, что не подтверждает схему их стратиграфии, предложенную в свое время В. З. Скороходом. Никаких двух пресноводно-континентальных свит, разделенных морскими осадками, в Верхнем Приамурье не наблюдается. Нижней возрастной границей отложений являются верхнеюрские морские осадки, распространенные и в Верхнеамурском, и в Амурско-Зейском прогибах. Во всех трех свитах: осежинской, толбузинской и пермыкинской различными исследователями собраны многочисленные отпечатки растений.

Осежинская свита содержит: *Sphenopteris* sp., *Coniopteris* sp., *C. concina* Heer, *Cladophlebis haiburnensis* L. et H., *Nilssonia acutiloba* Heer, *N. schmidtii* (Heer) Seward, *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Ph. angustifolia* Heer, *Czekanovskia rigida* Heer, *Cz. setacea* Heer, *Podozamites lanceolatus* L. et H. Кроме перечисленных выше остатков растений, в осежинской свите у сел. Албазино А. И. Савченко собраны, а И. Н. Сребродольской определены *Coniopteris* sp. cf., *C. hymenophylloides* Brongn., *Ginkgoites* (?) sp. Heer, *Carpolites* sp.

В верхней части осежинской свиты, в бассейне ключа Игакского, З. Д. Москаленко собрала, а Ч. М. Колесников определил остатки пресноводных пелеципод и гастропод: *Arguniella curta* Ch. Kol., *Aelongata* Ch. Kol., *A. triangularis* Ch. Kol., *A. ventricosa* Ch. Kol., *A. ovalis* Ch. Kol., *Limnocyrena amurensis* Ch. Kol., *Bithynia* aff. *menguinensis* Grab., *Valvata transbaicalensis* Mart., *V.* cf. *saturalis* Grab., *Probaicalia gerassimovi* (Revs.), *Pr. rammelmeyeri* Mart. Этот комплекс, по мнению Ч. М. Колесникова, является позднеюрским.

В толбузинской свите в нижней угленосной подсвите встречены: *Sphenopteris* sp., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Seward, *Cladophlebis haiburnensis* L. et H., *Cl. spectabilis* Heer, *Nilssonia schmidtii* Heer, *Pseudoctensis* sp., *Ginkgo sibirica* Heer, *Czekanovskia rigida* Heer, *Podosamites lanceolatus* L. et H.; в верхней угленосной подсвите —

http://jurassic.ru/

Coniopteris concina Heer, *Cladophlebis spectabilis* (Heer) Fontain, *Ginkgo sibirica* Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Ph. angustifolia* Heer, *Czekanovskia rigida* Heer.

В районе кл. Увального А. И. Савченко в толбузинской свите собраны остатки растений, определенные И. Н. Сребродольской. Это *Ginkgoites huttonii* Heer, *Czekanovskia setacea* Heer, *Carpolithes cinctus* Heer, *Podozamites eichwaldii* Heer, *P. lanceolatus* L. et H., *P. reinii* Geyl., *Equisetites burejensis* (Heer) Krysht., *Cladophlebis jorekensis* Pryn., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum angustifolium* Nath., *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Fl.

Пермыкинская свита содержит: *Equisetites burejensis* Heer, *Coniopteris burejensis* (Zal.) Seward, *Cladophlebis denticulata* (Brong.) Fontain, *Nilssonia jorekensis* Pryn., *N.* aff. *orientalis* Heer, *Podozamites lanceolatus* L. et H., *P. latifolius* Heer.

Позднее в пермыкинской свите З. Д. Москаленко обнаружила и другие остатки растений, определенные И. Н. Сребродольской. Это *Desmiophyllum* sp., *Nilssonia* sp. cf., *N. schaumburgensis* (Dunk.) Nath., *Cladophlebis* sp. ex gr., *Cl. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Sphenopteris* sp., *Podozamites lanceolatus* L. et H., а в средней части свиты у сел. Пермыкино также и остатки *Coniopteris sibirica* Pryn., *Onychiopsis* sp., *Nilssonia* sp., *Czekanovwskia rigida* Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Florin.

Наличие таких форм, как *Nilssonia jorekensis* Pryn., *Equisetites burejensis* (Heer) Krysht., *Onychiopsis* и др., по мнению В. А. Вахрамеева, свидетельствует о раннемеловом возрасте отложений пермыкинской свиты.

Зейско-Депский район

Пресноводно-континентальные отложения прослеживаются непрерывной полосой длиной около 200—250 *км* от берегов Амура в среднее течение р. Зеи и в долину р. Депа, образуя Амурско-Зейский угленосный бассейн. К северо-востоку от сел. Черняево на Амуре угленосные отложения частично перекрыты рыхлыми палеогеновыми и неогеновыми отложениями.

В этом районе, по сравнению с верховьями Амура, несколько меняется фациальный состав пресноводно-континентальных отложений. Наблюдается заметное увеличение роли вулканогенных пород. Вулканогенные образования представлены пепловыми туфами и туффитами кислого состáва и туфопесчаниками, образующими тонкие прослои среди осадочных пород почти на всем протяжении разреза. Пепловые туфы и маломощные покровы фельзитов аналогичного состава в верховьях Амура приурочены лишь к нижним частям разреза пресноводно-континентальных отложений осежинской свиты *.

В районе рек Зеи и Депа резко увеличивается степень угленасыщенности. Здесь прослои углей и углистых сланцев различной мощности в большей или меньшей степени распределены по всему разрезу отложений. В верховьях Амура угленосной является лишь их средняя часть — толбузинская свита. В верхней части пресноводно-континентальных отложений, в районе рек Зеи и Депа, по сравнению с верховьями Амура сокращается роль грубообломочного материала.

Изучение пресноводно-континентальных отложений района среднего течения рек Зеи и Депа проводилось различными исследовате-

* Присутствие вулканогенных образований в этих отложениях рядом исследователей оспаривается.— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

лями начиная с 1912 г. (С. Ф. Малявкин, В. В. Онихимовский, А. И. Архангельский, Л. М. Саяпина, Р. М. Тоноян, Е. Е. Краснянская, М. С. Нагибина, Н. Е. Сластенова, Ю. П. Рассказов и др.). Однако сложность дислокаций пресноводно-континентальных отложений, монотонный их состав и редкость находок органических остатков до сих пор затрудняют выяснение стратиграфии этих отложений. Ниже приводится схема стратиграфии района по данным Л. М. Саяпиной и Р. М. Тонояна, выработанная в 1952—1953 гг., с дополнениями Е. Е. Краснянской и М. С. Нагибиной.

Л. М. Саяпина и Р. М. Тоноян, как и А. И. Архангельский, в основании пресноводно-континентальных отложений Зейско-Депского района выделяют так называемую зейскую свиту, сопоставляя ее с инарагдинской свитой Г. Е. Быкова (1936), который под этим названием описал мощную толщу мезозойских отложений окрестностей сел. Инарагды (Верхне-Зейская впадина), соответствующую по возрасту всей пресноводно-континентальной толще Зейско-Депского района. По-видимому, правильнее разрез пресноводно-континентальных отложений Зейско-Депского района начинать с аякской свиты, базальные горизонты которой залегают на размытой поверхности палеозойских пород.

В разрезе пресноводно-континентальных отложений выделяются три свиты, залегающие согласно друг на друге, общей мощностью 4300 *м*.

1. Аякская угленосная свита сложена серыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, реже туфогенными, переслаивающимися между собой. Среди песчаников заключены прослои аргиллитов, а в верхней части — углистые сланцы и угли. Мощность 1000 *м*.

2. Депская угленосная свита сложена переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями углей, кислых туфов и туффитов, конгломератов и редких маломощных прослоев бурых песчанистых известняков. В основании депской свиты залегает пласт конгломератов. Мощность около 2300 *м*.

3. Молчанская угленосная свита сложена главным образом песчаниками от мелко- до крупнозернистых серого и желтовато-серого цвета. По составу песчаники полимиктовые, аркозовые, туфогенные с глинистым и реже известковистым цементом. Среди песчаников заключены прослои аргиллитов, кислых туфов, углей, углистых сланцев и конгломератов. В основании свиты залегает пласт конгломератов. Мощность около 1000 *м* .

При исследованиях 1952—1954 гг. в бассейне р. Депа Е. Е. Краснянской была выделена еще одна свита — верхнемолчанская, лежащая, по-видимому, согласно, но с некоторым размывом на молчанской угленосной свите.

Нижняя часть верхнемолчанской свиты сложена крупногалечными и валунными конгломератами (размер галек от 20 до 30—40 *см*), состоящими преимущественно (на 70—80%) из галек песчано-сланцевых отложений нижележащих толщ и (на 20—30%) галек метаморфических и изверженных пород. Гальки сцементированы полимиктовым песчаным материалом. Средняя и верхняя части этой свиты представлены тонкозернистыми и мелкозернистыми песчаниками, преимущественно туфогенными, среди которых заключены маломощные прослои очень зольных углей.

Мощность свиты около 800 *м*.

Выше свиты залегают, по данным Е. Е. Краснянской, вулканогенные образования.

Общая мощность пресноводно-континентальных отложений в Амурско-Зейском прогибе около 5000 *м*.

http://jurassic.ru/

Базальные горизонты аякской свиты, по данным М. С. Нагибиной, на левобережье р. Зеи ниже устья р. Депа залегают на размытой поверхности катаклазированных, змеевикованных габбро палеозойского возраста. Северо-западнее, выше устья р. Улунги, из-под угленосных отложений в ряде мест выходят неугленосные песчано-сланцевые отложения, лишь местами содержащие плохо сохранившиеся растительные остатки, возможно, также являющиеся аналогами нижних горизонтов аякской свиты или принадлежащие к отложениям, являющимся аналогами морских юрских осадков верховьев Амура. Никаких фаунистических находок, подтверждающих это предположение, пока не найдено.

Из органических остатков в этом разрезе присутствуют *Equisetites* sp., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., пыльца — *Cycadales, Ginkgoales,* Podocarpaceae, Pinaceae (аякская свита).

В отложениях аякской свиты, близ сел. Черняева на Амуре, Н. Е. Сластеновой собрана пресноводная фауна, определенная Г. Г. Мартинсоном, *Bithynia* cf. *andraeae* (Ramm.), *Plicatounio lacustris* Mart., *Hydrobia* cf. *zeica* Mart., *H. gracilis* Mart., *Valvata* cf. *turgensis* Martins., *Cyrena fragilis* Mart., *Unio* cf. *pseudomargaritana* Mart. и др.

В депской свите обнаружены *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis denticulata* (Brong.) Font., *Cl. argutula* (Heer) Font., *Phoenicopsis speciosa* Heer, споры — *Leiotriletes, Coniopteris,* Osmundaceae.

В 1954 г. А. И. Мячиной был собран и обработан большой материал спор и пыльцы из отложений депской свиты и вышележащих молчанской и верхнемолчанской свит. Из депской свиты были определены пыльца голосеменных: *Ginkgo gibberosa* Naum., *G. porva.* Naum., *G. mutabila* Bolch., *Cicas longa* Bolch., споры папоротникообразных: *Gleichenia lacta* Bolch., *G. stellata* Bolch., *G. delicata* Bolch.

Наибольшим распространением пользуется пыльца голосеменных, составляющая 53,4—86,0% от общего количества спор и пыльцы. Из молчанской свиты определены пыльца голосеменных: *Ginkgo gibbirosa* Naum., *G. sumbinor* Naum., *G. tipica* (Mal.); споры папоротникообразных: *Gleichenia stellata* Bolch., *Gl. lacta* Bolch., *Trachytriletes ancoraeformis* Bolch., *Tr. crassus* Naum., *Osmunda* и др.

В молчанской свите в отличие от депской более широко распространены споры папоротникообразных, составляющие 55,4—85,3% от общего количества спор и пыльцы.

В вышележащих отложениях (верхнемолчанская свита) споры и пыльца были обнаружены А. И. Мячиной только в одном образце, причем, по ее мнению, комплекс спор и пыльцы из этой свиты резко отличается от комплекса спор и пыльцы молчанской свиты. Здесь доминирует пыльца голосеменных Pinaceae, составляющая 91%, а споры составляют всего лишь 6,4%. Пыльца покрытосеменных 3,4% (нижнемеловые формы).

К юго-западу от долины р. Зеи пресноводно-континентальные отложения погружаются под покров рыхлых палеогеновых и неогеновых отложений и выходят лишь местами в глубоко врезанных долинах правых притоков р. Зеи (реки Тыгда, Сиваки и др.). Эти отложения были изучены в 1954—1956 гг. И. Т. Бегунковым.

По данным И. Т. Бегункова, мезозойские отложения вскрыты скважинами на различной глубине от 3,8 до 115,1 *м*. Максимальная глубина скважин достигала 390 *м*. Вскрытые скважинами отложения

http://jurassic.ru/

представлены переслаивающимися песчаниками от мелко- до крупнозернистых, реже алевролитами и аргиллитами темно-серого и серого цвета и туффитами. В скважине № 5 среди песчаников на глубине 100,95—132,3 *м* вскрыты мелкогалечные конгломераты мощностью 31,35 *м*, а в скважине № 7 на глубине 183,4 *м* среди той же толщи песчаников и алевролитов встречен прослой конгломератовидных песчаников мощностью 0,2 *м*.

Песчаники представлены полимиктовыми, аркозовыми и реже туфогенными разновидностями. Имеют массивную, тонкослоистую и косослоистую текстуру. В ряде скважин на различной глубине в керне обнаружена пресноводная фауна, определенная Г. Г. Мартинсоном и М. И. Мандельштамом. Фауна, обнаруженная в скважине № 2 на глубине 64,1—66,3 *м*, определена Г. Г. Мартинсоном как *Micromelania hydrobioides* Mart. и указывает на раннемеловой возраст отложений.

В той же скважине и в других скважинах (№ 1 и 6а) на глубине 309—313 *м* обнаружена фауна, среди которой М. И. Мандельштамом определены два новых вида, принадлежащих к новому роду *Zejaina*, по форме раковины близки к роду *Mongolionella* Mandelstam, описанному в 1956 г. из отложений Монголии, соответствующих примерно баррему — *Zejaina exsortis* Mandelstam, *Z. spritata* Mandelstam.

По мнению М. И. Мандельштама, описанная фауна, по-видимому, относится к нижнему мелу.

Состав отложений, пройденных скважинами, весьма близок к составу молчанской свиты, залегающей в верхней части пресноводно-континентальных отложений Зейско-Депского района. Последние на основании содержащихся пыльцы и спор по возрасту относят к раннему мелу.

Юго-восточнее, в среднем течении р. Зеи ниже сел. Аяка, выходят лишь нижние части пресноводно-континентальной толщи, мощность которой здесь сильно сокращается. На правом берегу р. Зеи, выше устья кл. Безродного, на размытой поверхности палеозойских биотит-роговообманковых гранитов залегают базальные горизонты пресноводно-континентальных отложений, представленные грубообломочными конгломератами, состоящими из валунов размером до 30—40 *см* в диаметре, различных горных пород и в том числе валунов и плохо окатанных глыб до 50 *см* в длину, роговообманковых гранитов, сцементированных грубозернистым песчаным материалом. В конгломератах заключены многочисленные линзы грубозернистого, полимиктового песчаника. Мощность базальных конгломератов около 200—250 *м*. Выше по разрезу конгломераты постепенно сменяются светло-серыми грубозернистыми косослоистыми песчаниками, содержащими линзы мелкогалечного конгломерата с редкими маломощными прослоями (1—1,5 *м*) зеленовато-серых тонкозернистых песчаников и алевролитов, местами содержащими конкреции до 20 *см* в диаметре. В верхней части разреза песчаники становятся среднезернистыми и содержат маломощные прослои и линзы аргиллитов и углистых сланцев. Общая мощность свиты песчаников и конгломератов по своему стратиграфическому положению являющейся здесь аналогом аякской свиты около 500—600 *м*.

В песчаниках и аргиллитах этой свиты в нижнем течении р. Тыгды и в долине р. Зеи ниже устья р. Тыгды И. Т. Бегунковым и Н. Е. Сластеновой найдена пресноводная фауна, определенная Г. Г. Мартинсоном. Это *Ferganoconcha burejensis* Tshern., *F.* cf. *curta* Tshern., *F.* sp., *Bittinia, Unio amurensis* Mart., *U. subrorrectus* Ramm., *U. subrostratus* Mart., *Plicatounio lanceolatus* Mart.

http://jurassic.ru/

Стратиграфически выше совершенно согласно на светло-серых песчаниках залегает мощная (около 1000 *м*) свита, основанием которой служит горизонт конгломератов (до 300 *м* мощности) от мелко- до крупногалечных и валунных. Размер галек в валунных конгломератах достигает 30—50 *см* в диаметре. Гальки и валуны состоят из гранитов, черных кремнистых сланцев, красных и зеленых метаморфизованных алевритов и яшмовидных пород, порфиритов, сцементированных грубозернистым песчаным и мелкогалечным материалом. Конгломераты слоистые, содержат прослои и линзы грубозернистого песчаника. Выше по разрезу конгломераты сменяются песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами, пепловыми туфами и реже буровато-серыми песчанистыми известняками и линзами мелкогалечных конгломератов. Песчаники и алевролиты нередко с известковым цементом.

В верхней части свиты количество прослоев аргиллитов и пепловых туфов и туффитов возрастает и появляются маломощные прослои и линзы углистых сланцев.

В верхней части свиты И. Т. Бегунковым и Н. Е. Сластеновой в 1954—1955 гг. найдена пресноводная фауна, определенная Г. Г. Мартинсоном как *Ferganoconcha jorekensis* Tshern., *F. localica* Mart., *Radix* cf. *consortis* (White), *Valvata* sp.

Описанная свита является стратиграфическим аналогом депской свиты, с которой также чрезвычайно близка и по литологическому составу.

На правом берегу р. Зеи, выше устья р. Мал. Аяк, стратиграфически выше песчаников и аргиллитов депской свиты залегают крупногалечные конгломераты, состоящие главным образом из галек песчаников и аргиллитов подстилающих пород, сцементированных песчаным цементом. По мнению Е. Е. Краснянской и М. С. Нагибиной, эти конгломераты, возможно, являются аналогом молчанской свиты.

Рассмотренные разрезы пресноводно-континентальных отложений на огромной территории Верхнего Приамурья и в Зейско-Депском районе фациально изменчивы.

Общий характер литологического состава и необычайно близкие флористические комплексы, содержащиеся в пресноводно-континентальных отложениях описанных районов, а также их стратиграфическое положение (согласное залегание на верхнеюрских морских отложениях) свидетельствует об одновозрастности всего комплекса этих отложений. Значительно сложнее провести более детальную возрастную корелляцию.

Палеоботанические исследования В. А. Вахрамеева, М. П. Долуденко и Е. Л. Лебедева позволяют сопоставить между собой отдельные свиты Зейско-Депского района и Буреинского бассейна, а также описанные выше свиты верховьев Амура.

Сравнение ископаемой флоры р. Зеи с флорой Буреинского бассейна показывает, что комплексы флоры из аякской и депской свит Зейского района очень близки к комплексу талынжанской свиты Буреинского района, возраст которой В. А. Вахрамеевым (1961) принимается позднеюрским. Комплекс ископаемых растений молчанской и верхнемолчанской свит может быть сопоставлен с комплексом раннемеловой флоры ургальской свиты Буреинского бассейна.

Из этих же свит А. И. Мячиной были изучены спорово-пыльцевые комплексы, характеризующие возраст этих отложений как нижнемеловой (*Gleichenia, Lygodium, Anemia*).

В верховьях Амура, в верхней части пресноводно-континентальных отложений в пермыкинской свите встречается *Nilssonia jorekensis*

http://jurassic.ru/

P r y n., распространенная в чемчукинской свите Буреинского бассейна раннемелового возраста. На этом основании пермыкинскую свиту Амурско-Зейского прогиба можно отнести к нижнему мелу. Эта свита резко отличается литологически по своему грубообломочному составу (конгломераты, фангломераты и грубозернистые песчаники) от нижележащей угленосной толбузинской свиты и поэтому в поле может быть легко выделена и прослежена по простиранию.

Западнее, в пределах Восточного Забайкалья, к нижнему мелу относится так называемая тургинская свита, охарактеризованная флорой и пресноводной фауной, залегающая на верхнеюрских вулканогенно-осадочных отложениях с резким угловым несогласием.

В Верхнем Приамурье пресноводно-континентальные отложения, согласно подстилающие пермыкинскую свиту раннемелового возраста, в свою очередь согласно перекрывающие верхнеюрские морские отложения, охарактеризованные фауной келловея, следует относить к верхам верхней юры.

Комплекс пресноводной фауны, содержащейся в аякской свите, близ сел. Черняева на р. Амуре — *Bithynia* cf. *andraea* R a m m., по мнению Г. Г. Мартинсона, близок к аналогичным формам из улангангинской свиты (J_3—Cr_1) Забайкалья и цаганцабской свиты (J_3—Cr_1) Монголии. Род *Plicatounio* характерен для перехода от юры к мелу.

Таким образом, толбузинскую и осежинскую свиты верховьев Амура, депскую и аякскую свиты Зейско-Депского района следует относить к верхней юре; пермыкинскую свиту Верхнеамурского района, нижнемолчанскую и верхнемолчанскую свиты Зейско-Депского района отнести к нижнему мелу.

Пресноводно-континентальные отложения Верхнего Приамурья и Зейско-Депского района составляют фациально изменчивую толщу, достигающую мощности от 300—400 до 5000 *м* в различных прогибах и четко расчленяющуюся на свиты и подсвиты.

Попытка возрастного расчленения пресноводно-континентальных толщ Верхнего Приамурья на отложения верхнеюрские и нижнемеловые основана главным образом на комплексах ископаемой флоры и немногочисленных находках пресноводной фауны. Приведенная выше стратиграфическая схема, особенно для Верхнеамурского района, требует дальнейшего уточнения и подтверждения дополнительными флористическими и палеонтологическими сборами.

Пресноводно-континентальные отложения Верхнего Приамурья являются угленосными, но их угленасыщенность в различных разрезах чрезвычайно непостоянна и не выдерживается на больших расстояниях по простиранию и вкрест простирания.

Описанные выше угленосные пресноводно-континентальные отложения составляют Амурско-Зейский угленосный бассейн, очень не однородный по количеству и мощности угольных пластов, а также по положению их в разрезе. На междуречье Амура и Зеи угленосные отложения этого бассейна погружаются под покров рыхлых палеогеновых и неогеновых образований, достигающих, судя по данным буровых скважин, 115 *м* мощности. В настоящее время под покровом рыхлых отложений буровыми скважинами вскрыты лишь самые верхние, слабо угленосные горизонты пресноводно-континентальных отложений (молчанская свита) раннемелового возраста.

Сопоставление стратиграфических разрезов верховьев р. Амура (Верхнеамурского и западной части Амурско-Зейского прогибов), Зейско-Депского района в восточной части Амурско-Зейского прогиба и Буреинского бассейна, основанное на комплексе палеонтологических и литологических признаков, указывает на большое различие фаций и

http://jurassic.ru/

мощностей пресноводно-континентальных отложений в этих районах, стоящих в прямой связи с особенностями тектонического развития рассматриваемых крупных мезозойских прогибов.

Наиболее мощные (4—5 *км*) пресноводно-континентальные отложения накопились в Амурско-Зейском прогибе, расположенном к юго-западу, юго-востоку и югу от древнего Гонжинского выступа и Джагдинского поднятия.

Вдоль северной границы Амурско-Зейского прогиба и Гонжинского выступа покровы фельзитов и кислые пепловые туфы переслаиваются с терригенными отложениями лишь в нижней части разрезов пресноводно-континентальных отложений (низы осежинской свиты). В наиболее подвижной восточной части Амурско-Зейского прогиба, имеющего изломанную s-образную форму, вулканогенные образования в виде кислых пепловых туфов, туффитов и туфопесчаников прослеживаются на протяжении почти всего разреза пресноводно-континентальных отложений (начиная с депской свиты и выше).

Буреинский бассейн

В Буреинском бассейне развита мощная толща осадочных отложений, долгое время рассматривавшаяся как юрская — нижнемеловая. В. А. Вахрамеев предложил расчленить эту толщу на верхнеюрскую и нижнемеловую части. Причем к верхней юре он отнес талынджанскую свиту, а к нижнему мелу — ургальскую, чагдамынскую и чемчукинскую.

Континентальные угленосные отложения верхов юры и низов нижнего мела согласно залегают на юрских морских отложениях вдоль восточного борта Буреинского бассейна и на размытой поверхности палеозойских гранитов — вдоль его западного борта.

Стратиграфия угленосной толщи разрабатывалась большой группой геологов (В. З. Скороход, Г. Д. Дубовик, Т. Н. Давыдова, Ц. Л. Гольдштейн, Г. В. Коротков, В. М. Довгалев, С. М. Брагинский, В. А. Дыренко, Б. А. Михайлов, В. Ф. Сигов, В. Е. Толстов и др.).

В табл. 7 дано сопоставление свит угленосной толщи Буреинского бассейна.

Благодаря наличию в разрезе Буреинского бассейна хорошо палеофлористически охарактеризованных горизонтов, удается различать границу между юрской и меловой системами внутри континентальной толщи.

Таблица 7

Н. П. Херасков, Т. Н. Давыдова и др. (1937—1939)	Т. Н. Давыдова и Ц. Л. Гольдштейн (1949)	Г. В. Коротков (1954)	
Чагдамынская свита *	Чагдамынская свита		Чагдамынская подсвита
Ургальская свита	Солонийская свита Дубликанская свита	Ургальская свита	Сатанкинская подсвита
Талынжанская свита	Талынжанская свита		Талынжанская подсвита

В дореволюционный период наиболее важные работы по изучению мезозойских растений бассейна принадлежали А. Сьюорду и А. Н. Криштофовичу. В 30-х годах в пределах Буреинского угленосного бассейна развернулись широкие работы, в которых приняли участие В. З. Ско-

* В литературе принято «чагдамынская свита»; на современных географических картах — р. Чегдомын.

http://jurassic.ru/

роход, Б. М. Штемпель, Г. И. Шмидт, В. В. Онихимовский, М. Л. Савицкий и др.

Н. П. Херасков, Т. Н. Давыдова, Г. Ф. Крашенинников, Д. Д. Пенинский (1939) и Т. Н. Давыдова (1949) выделили в составе угленосной толщи пять свит (снизу): талынжанскую, ургальскую, чагдамынскую, чемчукинскую и иорекскую. В. Д. Принада, определивший коллекцию ископаемых растений, отнес буреинскую флору к верхней юре, тогда как Н. П. Херасков и другие настаивали на раннемеловом возрасте угленосной толщи.

Ниже приводятся краткая литологическая характеристика свит, входящих в угленосную толщу, и списки растительных остатков, по В. А. Вахрамееву и М. П. Долуденко (1961).

Талынжанская свита сложена крупно- и тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, пепловыми туфами и каменными углями и залегает в основании угленосных отложений Буреинского бассейна. Свита выступает на дневную поверхность по восточной окраине Ургальского месторождения. В восточной части бассейна она залегает согласно на чаганыйской и связана с последней постепенным переходом. Переход между свитами устанавливается по постепенной смене морских осадков через солоновато-водные пресноводными. Переходная пачка состоит из серых алевролитов и полимиктовых песчаников, содержащих комплекс фауны (*Cyrena* sp., *Tancredia* sp., *Lima* sp., *Tellina* sp., *Parallelodon* sp.), указывающей, по мнению Н. С. Воронец, на ненормальную соленость бассейна. Вверх по разрезу эти породы замещаются аркозовыми песчаниками с быстро выклинивающимися прослоями каменных углей. К западу, по данным В. Ф. Сигова и В. А. Дыренко, чаганыйская свита выклинивается, и талынжанская свита налегает непосредственно на эльгинскую. В основании ее появляются грубозернистые песчаники, а в бассейне р. Аникан — конгломераты.

По восточной окраине Ургальского месторождения, по Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн (1949), в низах свиты развиты осадки фации прибрежной части озера, а также подводной и субаэральной части дельт рек. Нижняя часть свиты здесь сложена серыми алевролитами с прослоями тонкослоистых аргиллитов. Выше следуют песчаники, образующие 10—15-метровые пачки, часто разделенные на слои от 0,5 до 5 *м* мощности. Верхняя часть свиты относится к осадкам фации низовьев дряхлеющих рек аллювиальной равнины. Она состоит из алевролитов, аргиллитов, песчаников, пепловых туфов белого, светло-серого, кремового и черного цвета, пластов и пропластков каменного угля. Переходы между всеми породами постепенные. Пласты каменного угля рабочей мощности имеются только в северной части Ургальского месторождения.

На Усть-Умальтинском месторождении угольные пласты характеризуются сложным строением и состоят из частого чередования пластов углей, углистых аргиллитов, туффитов и песчаников. Мощность различных пластов колеблется от 0,05 до 0,8 *м*. Пласты угля, в свою очередь, содержат прослои и линзы аргиллитов, туффитов и песчаников. К югу угленосность свиты значительно снижается и в бассейнах рек Талынжан, Ургал, Чегдомын, Чемчуко и Солони пласты рабочей мощности отсутствуют. Вместе с этим ухудшается и качество углей. Угли в талынжанской свите представляют собой неясно полосчатый кларен, в котором преобладает красновато-бурая основная масса с незначительной примесью кутикулы, спор и пыльцы.

Наиболее полные разрезы свиты вскрываются по берегам долины р. Буреи, в выемках шоссейной дороги в районе ст. Чегдомын, по рекам Чемчуко, Талынжан и Солони.

http://jurassic.ru/

По В. Ф. Сигову, в обрывах правого борта долины Буреи ниже устья р. Умальты разрез талынжанской свиты следующий (снизу).

1. Песчаники мелкозернистые, аркозовые, светло-серые с линзами гравелитов . . . . . 70 *м*
2. Песчаники массивные, мелкозернистые, аркозовые, переслаивающиеся с аргиллитами и алевролитами . . . . . 10 „
3. Песчаники аркозовые, грубозернистые . . . . . 25 „
4. Песчаники аркозовые, грубозернистые серые и светло-серые, тонкоплитчатые . . . . . 15 „
5. Песчаники грубозернистые, аркозовые с прослоями углистых аргиллитов, туфогенных песчаников и туффитов . . . . . 50 „
6. Песчаники крупнозернистые, аркозовые с пластами мелкозернистых песчаников . . . . . 110 „
7. Песчаники аркозовые, крупно- и мелкозернистые, часто переслаивающиеся с туфогенными песчаниками, аргиллитами и углями с *Raphaelia diamensis* Sew., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Cl.* cf. *laxipinnata* Pryn. (определения М. М. Кошман) . . . . . 50 „
8. Песчаники аркозовые, крупнозернистые, светло-серые . . . . . 30 „
9. Песчаники полимиктовые с пропластками угля . . . . . 16 „
10. Песчаники аркозовые, крупнозернистые . . . . . 8 „

Мощность свиты 384 *м*.

По правому борту Буреи, вблизи устья кл. Шахтинского мощность свиты максимальная и, по В. Ф. Сигову, достигает 600 *м*.

К югу, в выемках по дороге Чегдомын — Стройгородок, по С. М. Брагинскому, свита имеет мощность 400 *м* и состоит снизу из пластов кварц-полевошпатовых мелкозернистых плитчатых песчаников светло-серого цвета с прослоями зеленовато-серых алевролитов мощностью до 1 *м*, серых и светло-серых аргиллитов мощностью до 3 *м*, углистых аргиллитов мощностью 0,3—0,5 *м* и пропластков угля мощностью 0,1—0,3 *м*. В средней части свиты наблюдается ритмичное чередование туфов кремового и светло-серого цвета, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей. Вверх по разрезу угли исчезают, мощность прослоев алевролитов и аргиллитов уменьшается до 2—3 *см*, а песчаников увеличивается до 10 *м*.

Еще южнее, в бассейне р. Чемчуко, мощность свиты сокращается до 350 *м*. Низы ее также сложены кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками, аргиллитами, а верхняя часть — песчаниками, пепловыми туфами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и углями. И, наконец, на юге Ургальского месторождения, в правом борту долины р. Солони, талынжанская свита имеет мощность до 170 *м*.

Т. Н. Давыдова и Ц. Л. Гольдштейн (1949) считают, что накопление осадков талынжанской свиты на ранних этапах происходило в условиях мелководного озера, возникшего на месте залива, в котором отлагались тонкоотмученные осадки чаганыйской свиты. В это время накапливались слоистые илы и горизонтальнослоистые пески. Позднее (средняя часть свиты) сформировалась обширная аллювиальная равнина с разбросанными по ней озёрами, и горизонтальнослоистые осадки были погребены под песчаными отложениями дельт рек. Накопление верхней части угленосной свиты связано с отложением русел низовьев блуждающих рек и зарастающих водоемов. Сложное чередование углей и аргиллитов, отлагающихся в застойных водоемах, с пирокластическими породами указывает на проявление вулканической деятельности в ближайших районах.

В Тырминском прогибе, в междуречье Тырма—Джалинка и на водоразделе рек Ушумун и Ола Н. Ф. Смирновым и В. И. Суховым к талынжанской свите отнесена безугольная толща серых и зеленовато-серых песчаников, зеленовато-серых и бурых алевролитов и туфов кварцевых порфиров. Восточнее, в приустьевой части р. Джалинка талынжанская

http://jurassic.ru/

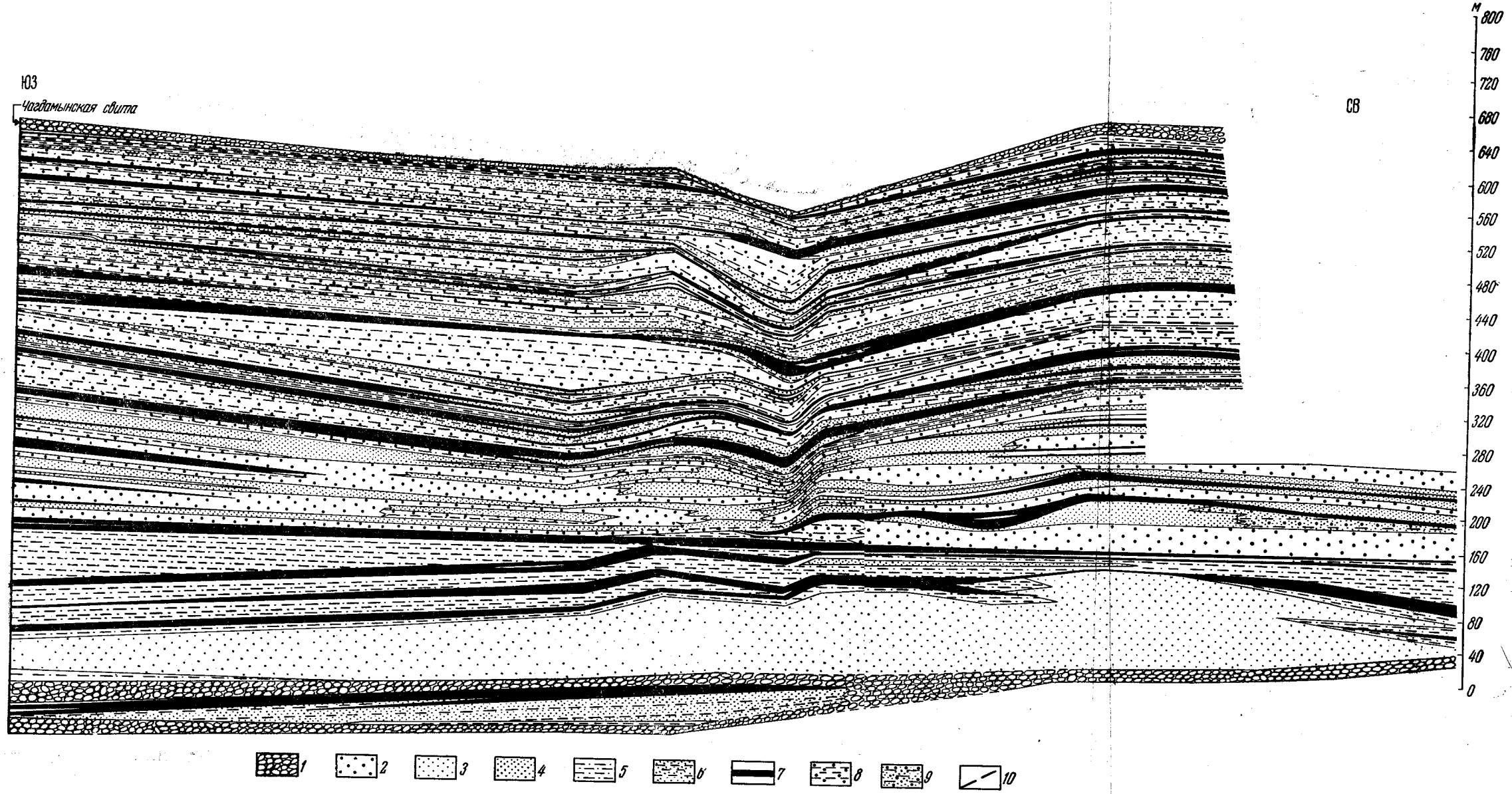


Рис. 27. Схематический литолого-фациальный профиль ургальской свиты в междуречье Солони — Чегдомын (по Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн)

1 — конгломераты; *2* — крупнозернистые песчаники; *3* — среднезернистые песчаники; *4* — мелкозернистые песчаники; *5* — алевролиты; *6* — мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами; *7* — каменные угли; *8* — алевролиты с прослоями песчаников; *9* — переслаивающиеся крупнозернистые песчаники, аргиллиты и мелкозернистые песчаники; *10* — углистые аргиллиты

http://jurassic.ru/

свита (мощность 300 *м*) сложена полосчатыми туфами, переслаивающимися с аркозовыми песчаниками, а в среднем течении этой реки в составе свиты принимают участие темно-серые алевролиты. В бассейне кл. Аллан и близ горы Мал. Халынь разрез свиты меняется и она состоит из зеленовато-серых полимиктовых песчаников, переслоенных аркозовыми песчаниками, зеленовато-серыми алевролитами и туфами кварцевых порфиров.

В средней части талынжанской свиты собраны *Equisetites* sp., *Lycopodites* aff. *tenerrimus* Heer, *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis laxipinnata* Pryn., *Cl. orientalis* Pryn., *Cl. tongusorum* Pryn., *Cl. williamsonii* Brongn., *Raphaelia stricta* Vachr., *R. diamensis* Sew., *Sphenopteris samylinae* Vachr., *Anomozamites* sp., *Nilssonia schmidtii* (Heer), *Sphenobaiera* aff. *pulchella* Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Ph.* sp., *Pseudotorella crassifolia* (Pryn.) Dolud., *Ps. ensiformis* (Heer) Dolud., *Ps. pulchella* (Heer) Vas., *Czekanovskia rigida* Heer, *Leptostrobus laxiflora* Heer, *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Ixostrobus heeri* Pryn., *Pityocladus* sp., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* Heer, *Coniferae* sp.

В верхней половине талынжанской свиты найдены *Coniopteris himenophylloides* Brongn., *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Raphaelia stricta* Vachr., *R. diamensis* Sew., *Heilungia amurensis* (Novopokr.) Pryn., *Carpolithes cinctus* Nath.

Наиболее важными в стратиграфическом отношении формами являются *Raphaelia diamensis* и *Raph. stricta,* встреченные большим количеством отпечатков в обоих основных разрезах, а также *Cladophlebis aldanensis, Cl. laxipinnata, Cl. orientalis, Cl. tongusorum, Sphenopteris samilinae, Hausmannia incisa*, различные *Pseudotorella.*

Палеофлористический комплекс талынжанской свиты отличается богатством папоротников и гинкговых. Цикадофиты, будучи относительно бедно представлены в средней части свиты, появляются в большом количестве в ее верхах. Среди папоротников выделяются формы, характерные для верхней юры Ленского угленосного бассейна *(Cladophlebis aldanensis)* и широко распространенные в средней и верхней юре Сибири *(Raphaelia diamensis).*

Возраст талынжанской свиты определяется как по соотношению с морскими отложениями юры, так и по составу заключенных в ней растительных остатков.

Отложения *ургальской свиты* заключают мощные промышленные пласты углей. В восточной части Ургальского месторождения эта свита согласно залегает на талынжанской, в западной — трансгрессивно ложится на размытую поверхность позднепалеозойских гранитов и более древние отложения.

Базальные горизонты ургальской свиты повсеместно представлены конгломератами и только в местах, где свита перекрывает гранитоиды, в основании ее залегают уплотненные дресвяники. Выше она сложена алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами, аркзовыми и полимиктовыми песчаниками, каменными углями, туфами средних и кислых пород. Наибольшая угленасыщенность свиты отмечается в бассейнах рек Ургал, Чегдомын, Чемчуко и Солони, где на площади Ургальского месторождения разрабатываются пласты каменного угля. Здесь естественные разрезы ее вскрываются в бортах долин этих рек, и строение свиты изучено многочисленными буровыми скважинами (рис. 27). На площади Ургальского месторождения количество пластов угля в различных разрезах изменяется от 45 до 20. Из них рабочих 38—10 пластов. Коэффициент угленосности свиты составляет 10—12%. Разрез свиты здесь начинается пачкой конгломератов, имеющей мощность

http://jurassic.ru/

в бассейнах рек Чегдомын и Талынжан 10—15 *м*. К западу и юго-западу мощность пачки повышается до 300 *м* (бассейн р. Чекундушки). Конгломераты крупногалечниковые. Среди галек различаются кварцевые порфиры, граниты, метаморфические породы, кварц, разрушенные аргиллиты и беспорядочно ориентированные куски обуглившейся древесины. При общем преобладании галек диаметром 3—5 *см* имеются валуны до 10 *см* и более. Внутри пачки среди конгломератов отмечаются линзы песчаников, а в бассейнах рек Чемчуко и Солони в ней залегает пласт угля («Межконгломератовый») мощностью 9—11 *м*. Он представляет собой сложное чередование углей (0,3—1 *м*), углистых аргиллитов (0,1—0,3 *м*), пепловых туфов (0,2—0,3 *м*) и алевролитов с хорошо сохранившимися остатками флоры. Пласты угля небольшой мощности (до 50 *см*) имеются в конгломератах и у ст. Ургал.

Выше конгломератов залегает пачка песчаников мелко- и среднезернистых, полимиктовых и аркозовых мощностью от 40 до 120 *м*, выклинивающаяся в бассейне р. Дубликана. В низах пачки развиты горизонтальнослоистые песчаники, а в верхах — косослоистые. В бассейне р. Чегдомын пачка заканчивается пластом угля нерабочей мощности.

Следующая пачка пород имеет мощность от 40 до 130 *м*. Ее слагают песчаники мелкозернистые (0,3—30 *м*), алевролиты (0,5—4 *м*), аргиллиты и углистые аргиллиты (0,5—4 *м*) и четыре пласта угля. Из них пласт «Ола» имеет мощность от 3 до 5 *м*, «Эльгакан» 7—9 *м*, «Ниж. Далдыкан» 6—8 *м* и «Верх. Далдыкан» 5—7 *м*.

Стратиграфически выше залегает пачка пород мощностью 100—170 *м*. Для нее характерно преобладание аркозовых песчаников над другими породами, высокая зольность углей и непостоянное число угольных пластов в различных разрезах. Гравелиты и грубозернистые песчаники в ней часто на небольшом расстоянии сменяются алевролитами и тонкоотмученными аргиллитами. Углесодержащие пачки характеризуются различным количеством пластов угля, которые в близкорасположенных скважинах не всегда можно с уверенностью увязывать друг с другом. Наиболее продуктивный разрез установлен в бассейне р. Чегдомын, где из девяти пластов угля пять («Чаланык», «Сивак нижний», «Сивак средний», «Сивак верхний» и один без названия) имеют рабочую мощность от 1 до 7,4 *м*.

Верхняя часть свиты имеет мощность от 260 до 350 *м*. В строении ее Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн (1949) намечается 12 циклов, начинающихся средне- и грубозернистыми песчаниками или гравелитами и заканчивающихся алевролитами, аргиллитами, реже углями. Мощности циклов изменяются от 10 до 69 *м*.

К западу от Ургальского месторождения нижняя часть свиты мощностью 300 *м* практически безугольная и представлена в основном грубыми породами (песчаники и гравелиты) аркозового состава, чередующимися через 5, 30, 40 *м* с алевролитами и аргиллитами мощностью от 0,3—1,5 до 5 *м*. Встречаются слои туфов, порфиритов мощностью до 3,5 *м*. Верхняя часть свиты приблизительно сопоставляется с цикличной частью разреза. Главная роль здесь принадлежит аркозовым песчаникам. Количество пластов угля очень велико, но мощность чистых углей не превышает 0,2—0,5 *м*. Причем, как правило, угольные пласты быстро выклиниваются или расщепляются на мелкие пропластки. Мощности ритмов колеблются от 12—24 до 39—54 *м* при мощности песчаников или гравелитов в 17—23 *м* и мощности углистых аргиллитов, переслаивающихся с алевролитами и углями, в 6—12 и 20—30 *м*.

По Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн (1949), в Буреинском прогибе смена тонкоотмученных осадков верхней части талынжанской свиты конгломератами (галечники блуждающих рек) ургальской свиты

http://jurassic.ru/

произошла в результате интенсивных поднятий по западной и восточной частям прогиба в начале раннемеловой эпохи.

В Тырминском прогибе нижняя подсвита ургальской свиты сложена внизу невыдержанными по простиранию конгломератами, вверху мелкозернистыми аркозовыми песчаниками, иногда полимиктовыми, и алевролитами. Присутствуют слои крупно- и грубозернистых песчаников, слои и линзы туфов кислого состава, туффитов, пласты каменного угля и углистые породы.

В. А. Вахрамеев считает, что выделенные Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн из состава ургальской свиты дубликанская и солонийская являются лишь нижней и верхней подсвитами ургальской свиты. Ниже приводится общий список видов, отобранных из ургальской свиты: *Thallites tenuis* Pryn., *Th.* sp., *Equisetites* sp., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Con. humenophylloides* Brongn., *Con. nympharum* (Heer) Vachr., *Con. saportana* (Heer) Vachr., *Eboracia lobifolia* (Phill.) Thom., *Disorus nimakanensis* Vachr., *Dictyophyllum* cf. *nathorstii* Zeil., *Haus mannia leeiana* Sze (*H. magnifolia* Pryn.), *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Clad.* ex gr. *lenaensis* Vachr., *Clad.* cf. *nebbensis* (Brongn.) Nath., *Clad. novopokrovskii* Pryn., *Clad. serrulata* Sam., *Clad. tschagdamensis* Vachr., *Clad.* cf. *williamsonii* (Brongn.) Brongn., *Anomozamites major* (Brongn.) Nath., *A.* sp., *Nilssoniopteris* aff. *ovalis* Sam., *Pterophyllum burejensis* Pryn., *P. cuneilobum* Pryn., *Pt.* aff. *sensinovianum* Heer, *Tyrmia pterophylloides* Pryn., *Ctenis* sp., *Nilssonia acutiloba* Heer, *N. mediana* (Leck.), *N. schmidtii* (Heer) Sew., *N. prynadii* Vachr., *N.* sp., *Cycadolepis sixtelae* Vachr., *Taeniopteris* sp., *Heilungia amurensis* (Novopokr.) Pryn., *Ginkgo* ex gr. *huttonii* (Sternb.) Heer, *Baiera canaliculata* Halris., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Podozamites gramineus* Heer, *P. lanceolatus* L. et H., *Pityocladus* cf. *dahuricus* Pryn., *Sorosaccus* sp., *Carpolites cinctus* Nath., *Pityophyllum angustissima* Pryn., *P.* ex gr. *nordenskioldii* Heer.

Палеофлористический комплекс ургальской свиты наиболее близок комплексу батылыхской свиты Ленского бассейна. Общими формами являются *Coniopteris burejensis, Con. nympharum, Con. saportana, Cladophlebis aldanensis, Clad. (Eboracia) lobifolia, Tyrmia polynovii, Heilungia amurensis, Nilssoniopteris ovalis* (в ургальской свите найдена близкая форма *Ginkgo huttonii* и некоторые другие, менее характерные).

Наиболее распространенной и легко опознаваемой формой для ургальской свиты является *Hausmannia leeiana* Sze (*H. magnifolia* Pryn.), что было отмечено еще В. Д. Принадой, выделившим зону с *Hausmannia magnifolia* Pryn.

Другими характерными, но менее широко распространенными видами, встреченными пока только в ургальской свите, являются *Dyctyophyllum* cf. *nathorstii* Zeil., *Eboracia lobifolia Cladophlebis* ex gr. *lenaensis, Clad. tschagdamensis, Nilssoniopteris* aff. *ovalis, Anomozamites major, Tyrmia polynovii, T. pterophylloides, Nilssoniopteris acutiloba, Baiera canaliculata.*

Сходство ископаемых флор ургальской и батылыхской свит, а также их одинаковые стратиграфические соотношения с угленосными отложениями верхнеюрского возраста (талынжанская свита Буреинского бассейна и чечумская серия Ленского бассейна), заключающими многочисленные *Cladophlebis aldanensis* и *Raphaelia diamensis,* позволяет отнести ургальскую свиту к неокому, вероятно, валанжину — готериву.

Чагдамынская свита залегает на ургальской согласно и состоит из конгломератов, полимиктовых и аркозовых песчаников. Алевролиты, аргиллиты и пласты каменного угля в строении ее играют подчиненную

http://jurassic.ru/

роль. Промышленные пласты угля в чагдомынской свите содержатся только на площади Ургальского месторождения.

В Буреинском прогибе в основании свиты повсеместно прослеживается слой конгломератов, мощность которого на севере прогиба достигает 80—120 *м*. К югу, в бассейнах рек Ургал, Чегдомын, Чемчуко и Солони, мощность конгломератов 5—15 *м*, а к западу, в нижнем течении вышеуказанных рек, она увеличивается до 50 *м*. В восточной части Ургальского месторождения галька представлена в основном гнейсами, кремнистыми и зеленокаменными породами, аргиллитами, реже гранитами и кварцевыми порфирами. В западной и северной частях бассейна размер гальки достигает 10—50 *см* и в составе ее преобладают граниты.

На севере, в междуречье Бурея — Нимокан, по В. А. Дыренко, сводный разрез свиты следующий (снизу):

1. Конгломераты валунно-галечниковые с прослоями грубозернистых песчаников	80—120 *м*
2. Песчаники аркозовые и полимиктовые, средне- и мелкозернистые, с прослоями алевролитов, углистых аргиллитов с *Ginkgo* ex gr. Jabe et Oishi, *Coniopteris gracilis* Pryn. (определение В. А. Вахрамеева) .	160 „
3. Алевролиты и аргиллиты с прослоями мелкозернистых песчаников, углистых аргиллитов и каменных углей	200 „
Мощность свиты 480 *м*.	

На востоке, в районе Ургальского месторождения, чагдамынская свита имеет цикличное строение. Над конгломератами лежат грубо- и среднезернистые песчаники аркозового состава мощностью от 5 до 10 *м*. Вверх по разрезу эти породы сменяются зеленовато-серыми алевролитами, переслаивающимися через 0,1—0,8 *м* с листоватыми аргиллитами. Мощность пачки 35—40 *м*. Следующий цикл также начинается песчаниками аркозового состава в бассейне р. Чемчуко и полимиктового в бассейне р. Чегдомын. Мощность песчаников с юга на север возрастает с 23 до 60 *м*.

В чагдамынской свите известно три пласта угля: «Чагдамын», «Чемчуко» и «Ургал». Первый из них залегает в 82—107 *м* от подошвы свиты. В центральной части он имеет компактное строение и мощность 3,5 *м*. К югу, в бассейне р. Чемчуко, пласт расщепляется на два слоя мощностью 1,5—2 *м*, разделенных 2-метровым безугольным промежутком. В кровле его залегает слой пепловых туфов. Расстояние между пластами «Чагдамын», «Чемчуко» и «Ургал» 12—20 *м*. Пласт «Чемчуко» состоит из двух частей мощностью 0,8—1,2 *м*, разделенных чередующимися углистыми аргиллитами и туфами. Мощность пласта «Ургал» 2—3 *м*. Строение его простое. К западу мощность свиты увеличивается до 135—373 *м*. При сохранении цикличного разреза угленасыщенность свиты снижается, хотя пласты угля рабочей мощности отмечаются в бассейне рек Семичи и Ныpты.

Кратковременные поднятия западной и восточной окраин бассейна привели к оживлению гидросети и отложению галечников в руслах блуждающих рек, выходящих из области поднимающихся предгорий. В дальнейшем, при неоднократном усилении эрозии в областях сноса, в межгорной низменности происходило накопление разнозернистых песков фации конусов выноса, сменявшееся при дряхлении речной сети и заболачивании междуречных пространств тонкозернистыми озерно-болотными отложениями.

В Тырминском прогибе чагдамынская свита пластов угля не содержит. Она состоит из песчаников, гравелитов, конгломератов, алевролитов. Характерным для свиты, по Н. Ф. Смирнову, является присутствие желваков глинистого материала в песчаниках.

http://jurassic.ru/

По определениям В. Д. Принады, список растительных остатков из чагдамынской свиты следующий: *Lycopodites tenuifolius* Pryn., *Coniopteris gracilis* Heer (после переопределения *Con. onychioides* Vas. et K. — M.), *Con.* sp., *Cladophlebis novopokrovskii* Pryn., *Anomozamites* sp., *Pterophyllum urgalicum* Pryn., *Taeniopteris amurensis* Novopokr. (=*Jacutiella amurensis* (Novopokr.) Sam.), *Podozamites minor* Heer, *Pityophyllum longifolium* (Nath.) Pryn.

Чемчукинская свита в Буреинском прогибе занимает обширные пространства в нижнем течении рек Ягдыньи, Адникана, Дубликана, Ургала, Ныpты, Семичи, Мал. Ерик и выполняет ядра синклинальных складок. На чагдамынской свите чемчукинская залегает согласно. В основании ее имеется слой грубозернистых песчаников, переходящих в ряде мест в конгломераты. На севере бассейна в приустьевой части р. Мал. Ерик Б. А. Микаилов наблюдал следующий разрез:

1. Песчаники полимиктовые, грубозернистые	25 *м*
2. Песчаники полимиктовые, среднезернистые	65 „
3. Песчаники мелкозернистые с прослоями алевролитов, с *Nilssonia sinensis* Jabe et Oishi, *Cladophlebis* sp. (определение В. А. Вахрамеева)	170 „
4. Песчаники полимиктовые, грубозернистые	35 „
5. Алевролиты, расслоенные мелкозернистыми песчаниками	30 „
6. Песчаники полимиктовые, среднезернистые	60 „

Общая мощность 385 *м*.

В центральной и южной частях бассейна нижняя часть свиты мощностью около 100 *м* представлена в основном слабоуплотненными крупно- и среднезернистыми горизонтально- и косослоистыми полимиктовыми песчаниками зеленовато-серого цвета. В западной части в них появляются пласты аркозовых песчаников мощностью 5—15 *м*. Песчаники, как правило, переслоены зеленовато-серыми алевролитами (0,2—1 *м*) и такого же цвета аргиллитами (0,2—1 до 3 *м*) с хорошо сохранившимися остатками флоры. Изредка встречаются углесодержащие пачки. Верхняя часть свиты 700—775 *м* мощности представлена косослоистыми мелко- и среднезернистыми полурыхлыми песчаниками зеленовато-серого цвета.

Угленасыщенность чемчуканской свиты непостоянна.

В средней и нижней частях свиты скважинами вскрыто до пяти углесодержащих пачек, представленных частым чередованием аргиллитов, пропластков угля и углистых аргиллитов, штриховатых зольных углей и реже полосчатых полублестящих углей. Обычная мощность их 0,2—1, иногда до 3 *м*. Мощность рабочей угольной массы в редких случаях составляет 0,7—1,5 *м*.

Однородный состав и хорошая отсортированность осадков чемчуканской свиты, а также частое переслаивание зольных углей и аргиллитов озерного происхождения позволили Т. Н. Давыдовой и Ц. Г. Гольдштейн предположить, что в конце раннего мела поверхность бассейна представляла собой обширную озерно-аллювиальную равнину. С обилием значительных озер, заболачиванию которых препятствовали существовавшие в то время физико-географические условия, связывается, по их мнению, низкая угленосность чемчуканской свиты.

Список форм из этой свиты следующий: *Coniopteris onychioides* Vas. et K. — M. f. *gracilis* f. n., *Con. nympharum* Heer, *Con.* sp. *Disorus nimakanensis* Vachr., *Cladophlebis novopokrovskii* Pryn., *Sphenopteris interstifolia* Pryn., *Sph. leptskensis* Vas., *Ctenis formosa* Vachr., *C.* sp., *Nilssonia mediana* (Leck.). *F.* str., *Nils.* aff. *schaumburgensis* (Dunk.) *Nath.*, *Nils. prynadii* Vachr., *Cycadolepis* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Schap., *G.* ex gr. *huttonii* (Sternb.) Heer, *Podozamites* cf. *gramineus* Heer, *Ixostrobus heeri* Pryn., *Pityophyllum laevis* Pryn., *Pit.* ex gr. *nordenskioldii* Heer. Наиболее

http://jurassic.ru/

характерными видами чемчукинской свиты являются: *Coniopteris nympharum, Con. onychioides* f. *gracilis, Disorus nimakanensis, Sphenopteris interstifolia, Jacutiella amurensis, Nilssonia mediana, N.* aff. *schaumburgensis, N. prynadii, Ginkgo* ex gr. *adiantoides.*

Чемчукинская и чагдамынская свиты содержат единый комплекс ископаемых растений, сходный с комплексом эксеняхской свиты Ленского бассейна: *Coniopteris onychioides, Nilssonia jacutica* и *Ginkgo* ex gr. *adiantoides.* При переходе от батылихской к эксеняхской свите так же, как и при переходе от ургальской к чагдамынской, исчезают такие папоротники, как *Coniopteris burejensis, Con. hymenophylloides, Eboracia* (*Cladophlebis*) *lobifolia, Cladophlebis lanaensis, Clad. williamsonii* и такие характерные роды цикадофитов, как *Heilungia, Nilssoniopteris* и *Tyrmia.* Из гинкговых исчезает *Pseudotorellia* (*Feildenia*). В верхней части батылыхской свиты Н. Д. Василевской описан *Sphenopteris lepiskensis.*

Иорекская свита развита в Буреинском прогибе только в междуречье Буреи и М. Ерик. Она залегает согласно на чемчукинской свите и связана с последней постепенным переходом. Разрез свиты, составленный по левому берегу р. Буреи Б. А. Микаиловым, вблизи устья р. М. Ерик следующий:

1. Конгломераты мелкогалечные, слабо сцементированные среднезернистым ожелезненным песчаником	35 *м*
2. Песчаники полимиктовые, среднезернистые, слабо уплотненные, с мелкой галькой	5 „
3. Конгломераты мелкогалечниковые	10 „
4. Песчаники полимиктовые, среднезернистые	1 „
5. Конгломераты мелкогалечниковые	4 „
6. Песчаники аркозовые, слабо уплотненные	35 „
Мощность 90 *м.*	

Общая мощность свиты достигает 300 *м.*

Органических остатков в иорекской свите не обнаружено. К нижнему мелу она относится на основании согласного залегания на чемчуканской свите. Однако не исключено, что иорекская свита является возрастным аналогом альб-сеноманских слоев, выявленных С. М. Брагинским в районе ст. Ургал.

Наиболее угленасыщенная часть Буреинского прогиба носит название Ургальского каменноугольного месторождения. Угленосными на нем являются талынжанская, ургальская, чегдомынская и отчасти чемчукинская свиты, содержащие до 45 пластов рабочей мощности, большинство из которых залегает в ургальской свите. Коэффициент угленосности талынжанской свиты 0,04, ургальской 1,12, чагдомынской 0,06, чемчукинской 0,017.

В целом угли являются каменными, полосчатыми, гумусовыми, средней степени углефикации. Основные особенности углей: спекаемость, высокая зольность, большое количество летучих веществ, низкая сернистость при ничтожном содержании фосфора. Теплотворная способность на горючую массу 7500 до 8221 *кл.* Зольность углей меняется от 11 до 50%, причем наблюдается закономерность в уменьшении зольности углей от нижних свит к верхним: в талынжанской 50%, ургальской 25—30%, в чагдомынской 20—22%. Угли по степени блеска делятся на блестящие, полублестящие, полуматовые, матовые. Все они, кроме блестящих, являются клареновыми, блестящие однородные угли представлены витреном и представляют собой наиболее ценную часть пластов.

Западное Приохотье

Вулканогенные и частично терригенные континентальные юрские образования, по-видимому, распространены в северной и местами в юж-

http://jurassic.ru/

ной части Удского краевого прогиба и на северном побережье Удской губы. Они тесно связаны с нижнемеловыми эффузивами и их туфами и поэтому на картах иногда показываются как «вулканогенно-осадочная толща верхнего отдела юрской системы и нижнего отдела меловой системы». Кроме того, верхнемезозойские флоры Западного Приохотья еще недостаточно изучены, чтобы однозначно решить вопрос об отнесении рассматриваемых отложений к верхней юре или нижнему мелу.

На северном побережье Удской губы мезозойская вулканогенная толща изучалась в 1949—1951 гг. Н. А. Раковым, Г. Н. Чертовских, Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемековым. Вулканогенные образования этого района общей мощностью 2000—2500 *м* объединены под названием джелонской свиты (рис. 28).

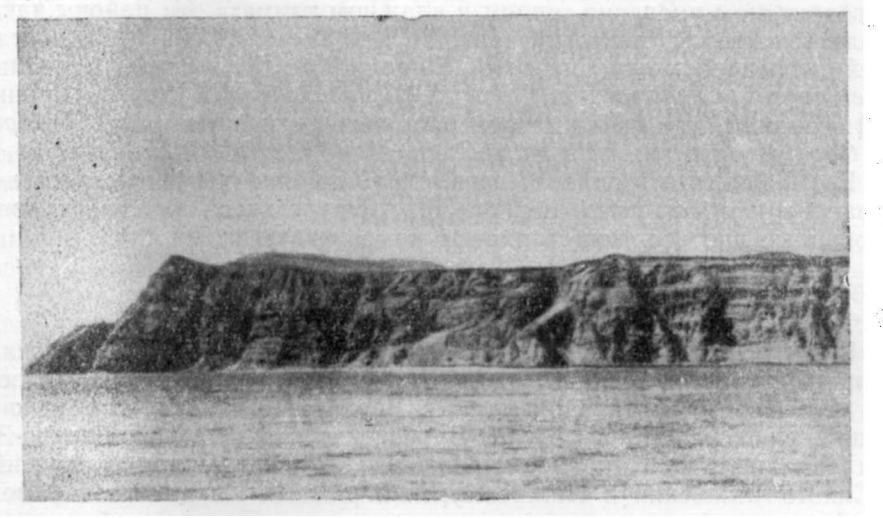


Рис. 28. Выходы джелонской свиты на мысе Эскан. Фото Д. Е. Гершановича

Нижняя подсвита джелонской свиты состоит из конгломератов, полимиктовых песчаников, алевролитов с прослоями углисто-глинистых сланцев с остатками флоры и туфогенных пород (туфов и туфобрекчий) порфиритового состава. Для этой подсвиты характерно ритмичное чередование алевролитов и углисто-глинистых сланцев с грубозернистыми пирокластическими образованиями. Перемежаемость туфов и туфобрекчий с глинистыми и углистыми накоплениями указывает на прерывистый процесс вулканической деятельности и свидетельствует о периодическом заболачивании в промежутках между вспышками вулканической деятельности. Среди вулканических продуктов наблюдались окаменелые стволы деревьев. Алевролиты и значительная часть слабоокатанных обломочных пирокластических образований накапливались в водной среде, в озерной обстановке. От мыса Антыкан по направлению к северо-востоку в нижней подсвите джелонской свиты постепенно увеличивается количество конгломератов и аркозовых песчаников. В нижнем течении рек Бол. и Мал. Укчавэй конгломераты и песчаники резко преобладают над другими породами. В алевролитах южной части побережья (реки Олькондо и Кыран) и в прослоях алевролитов среди песчаников в бассейнах рек Бол. и Мал. Укчавэй собрана однородная по систематическому составу флора: *Cladophlebis takezaki* Oishi, *Clad.* cf. *fangtzuensis* Sze, *Clad. argutula* (Heer) Font., *Clad. whitbiensis* var. *punctata* Brick, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *P.*

http://jurassic.ru/

speciosa Heer, *Czekanovskia rigida* Heer, *C. setacea* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Podozamites* cf. *angustifolius* (Eichw.) Heer, *P. lanceolatus* (L. et H.), *Ginkgoites sibiricus* (Heer) Sew., *Equisetites ferganensis* Sew., *Sphenobaiera* sp. и *Carpolites* sp.

По мнению А. И. Кетовой-Турутановой, флора эта типично юрская, а учитывая наличие папоротника *Cladophlebis takezaki* Oishi — верхнеюрская.

Верхние подсвиты джелонской свиты, представленные туфами и лавами порфиритового состава, по-видимому, относятся уже к нижнему мелу.

В позднеюрское и меловое время имели место поднятия, которые вывели из-под уровня моря ряд районов Западного Приохотья. При благоприятном умеренно теплом и влажном климате эти районы начали заселяться хвойно-гинкговой тайгой (Вахрамеев, 1957). Из представителей последней можно назвать *Pityophyllum*, *Podozamites* (хвойные), *Phoenicopsis*, *Czekanovskia*, *Ginkgo*, *Sphenobaiera* и другие (гинкговые). Нижний ярус среди лесной растительности составляли *Cladophlebis*, *Coniopteris* и др., *Nilssonia*, *Ctenis*, *Pterophyllum* и *Equisetites*.

Возможно, что в районе современной долины р. Уды оказались захороненными и значительные участки растительных скоплений, преобразованные впоследствии в пласты каменного угля.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

В Амурской области и на юге Хабаровского края последовательно с запада на восток наиболее крупными площадями развития образований мелового возраста являются: 1) Верхнее Приамурье и Зейско-Селемджинский район; 2) Зейско-Буреинская впадина; 3) Верхне-Зейская впадина; 4) Западное Приохотье; 5) Хингано-Баджальский и 6) Сихотэ-Алиньский и Нижнеамурский районы. Первые пять районов резко отличаются от шестого как по мощности меловых образований, так и по полноте разрезов и фациальному составу.

В Сихотэ-Алиньском и Нижнеамурском районах, являющихся северной частью Сихотэ-Алиньской складчатой области, меловые образования имеют огромную суммарную мощность и представлены главным образом морскими терригенными отложениями и вулканогенными образованиями морского и в большей степени наземного происхождения. В остальных пяти районах морские отложения почти не встречаются и преимущественно распространены пресноводно-континентальные отложения. Субаэральные вулканогенные образования мелового возраста развиты весьма широко.

Современные представления о меловой системе рассматриваемой территории складывались на протяжении почти целого столетия.

Открытие меловых отложений в Амурской области и на юге Хабаровского края связано с исследованиями Р. К. Маака (1859) и Ф. Б. Шмидта (1860), которыми были установлены и описаны осадочные отложения в низовьях Амура и на Бурее.

С 1912 по 1914 г. в результате исследований А. Н. Криштофовича, В. П. Ренгартена, Д. Н. Соколова и А. Н. Рябинина были получены первые точные данные о меловом возрасте отложений у устья р. Горин и в Амурско-Буреинском районе. Отложения устья р. Горин после определения ауцелл (коллекции Р. К. Маака и Ф. Б. Шмидта) были отнесены к валанжинскому ярусу. Отложения, развитые в окрестностях г. Благовещенска, были отнесены к мелу на основании находок листьев двудольных растений, а также остатков динозавров. Ранее они рассмат-

http://jurassic.ru/

ривались как третичные, однако А. Н. Криштофович доказал их меловой возраст.

В 1932 г. А. Н. Криштофович в монографии «Геологический обзор стран Дальнего Востока» приводит полную характеристику образований, распространенных на юге Хабаровского края и Амурской области.

В дальнейшем изучение меловой системы связано с исследованиями А. Ф. Атаманчука, Т. Н. Байковской, Е. Б. Бельтенева, Е. В. Быковской, Ю. М. Вдовина, Г. М. Власова, В. Н. Верещагина, В. А. Вахрамеева, Т. Н. Давыдовой, П. П. Емельянова, В. К. Елисеевой, Т. Д. Зоновой, М. Г. Золотова, А. А. Капицы, Л. И. Красного, М. М. Кошман, М. Г. Левитана, Е. Т. Михалиной, Ю. Г. Миролюбова, С. А. Музылева, Г. Г. Мартинсона, М. С. Нагибиной, В. Г. Плахотника, В. Н. Плиева, З. П. Потаповой, А. И. Савченко, В. З. Скорохода, В. А. Самылиной, С. А. Салун, Е. И. Соколовой, И. И. Тучкова, В. А. Ярмолюка и др.

Верхнее Приамурье и Зейско-Селемджинский район

В Верхнем Приамурье довольно широко распространены вулканогенные образования различного состава, несогласно залегающие местами на размытой поверхности пресноводно-континентальных верхнеюрских и нижнемеловых отложений. Большинство выходов этих отложений на основании стратиграфических взаимоотношений относятся к мелу.

Вулканогенные образования максимальной мощностью до 1500 *м* слагают серию довольно сложно построенных обычно слабо дислоцированных покровов. Они образуют наложенные мульды, нередко резко асимметричные, расположенные преимущественно вдоль границ или по периферии крупных поднятий. Последние сложены палеозойскими или более древними метаморфическими образованиями. Иногда вулканогенные образования развиты вдоль прогибов, выполненных мощными юрскими и нижнемеловыми отложениями.

Крупные площади распространения эффузивных образований располагаются вдоль границы Гонжинского выступа и мезозойских прогибов. Сюда относятся площади распространения вулканогенных пород в районе ст. Талдан (Талданская мульда), в бассейне среднего течения р. Буринды (левый приток Амура), в бассейне р. Улунги (правый приток р. Зеи) и в низовьях р. Уркана и его левого притока р. Арби.

Вулканогенные образования распространены также вдоль границы Джагдинского поднятия и молодых мезозойских и кайнозойских впадин в окрестностях г. Зеи и в верховьях рек Арби и Тынды (Урканской), в восточной части Верхнеурканской впадины. Кроме того, небольшие по площади выходы эффузивов имеются в пределах мезозойских прогибов: в окрестностях сел Игнашино (Игнашинская мульда), Черняево и в среднем течении р. Депа.

Мощные вулканогенные толщи распространены в районе Зее-Селемджинского междуречья, а также вдоль границы Буреинского массива и Джагдинского поднятия в верхнем течении р. Селемджи, где они слагают полосу северо-западного, близкого к широтному, простирания шириной до 30 *км*, вытянутую более чем на 150 *км*. Западнее, на простирании этой полосы к югу от Джагдинского поднятия, вулканогенные образования прослеживаются в бассейне верхнего течения р. Мамына также в виде полосы того же простирания длиной до 100 *км* при ширине от 5 до 15 *км* или в виде отдельных более мелких выходов, где они были описаны в 1950 г. А. З. Лазаревым, В. М. Славиным и др. Ряд более мелких выходов пород того же вулканогенного комплекса известен на водоразделе рек Норы, Мамына и Зеи, вдоль разломов се-

http://jurassic.ru/

веро-восточного простирания, а также в среднем течении р. Зеи (окрестности села Горное Калашниково). Довольно широко вулканогенные образования распространены вдоль левобережья Амура (район сел Ушаково, Кумары и Буссе). В пределах палеозойских складчатых структур так же, как и в зоне крупных мезозойских прогибов, вулканогенные отложения прослеживаются вдоль границ крупных структурных элементов или приурочены к зонам разломов, секущим те или иные структуры.

Породы, слагающие эффузивный комплекс Верхнего Приамурья, весьма разнообразны. Преобладают излившиеся и пирокластические образования среднего состава, значительно меньше распространены образования кислого и основного состава. Средние породы представлены порфиритами, а также туфами и вулканическими брекчиями.

Плохая обнаженность района не всегда позволяет наблюдать условия залегания и строение покровов эффузивного комплекса. Установить точную последовательность излияний эффузивного комплекса в большинстве случаев невозможно. Во многих выходах вулканогенных пород этого возраста в Верхнем Приамурье в основании разреза залегают преимущественно лавы и пирокластические породы основного состава. Например, в окрестностях села Игнашино самые нижние базальные горизонты эффузивного комплекса встречены на размытой поверхности девонских метаморфизованных песчаников и сланцев. Они представлены маломощными грубообломочными осадочными породами, переслаивающимися с покровами базальтов. Выше по разрезу наблюдаются покровы андезито-базальтов и андезитов. В долине р. Топака на песчано-сланцевых юрских отложениях эффузивной толщи залегают базальты с миндалекаменной структурой, чередующиеся с покровами авгитовых порфиритов.

В окрестностях ст. Талдан вулканогенные образования залегают на различных горизонтах морских нижне- и среднеюрских отложений, на гранитоидах различного возраста и на комплексе древних гнейсов и кристаллических сланцев. Здесь, в нижнем течении р. Чалой (правый приток р. Уркана), в скальных обнажениях, в основании разреза эффузивного комплекса находятся лавобрекчии и агломератовые туфы основного состава, содержащие обломки и гальки подстилающих древних метаморфических пород — метаморфизованных песчаников и кристаллических сланцев. Агломератовые туфы перекрыты покровами авгитовых порфиритов. Выше залегают покровы различного состава порфиритов, составляющих главную часть разреза.

По-видимому, к базальным горизонтам толщи эффузивных пород относятся также песчаники, встреченные в россыпях среди эффузивных пород вдоль тракта ст. Талдан — сел. Воскресеновка, а также туфопесчаники и агломератовые туфы, обнажающиеся между ст. Талдан и разъездом Мари. Местами в основании эффузивного комплекса залегают мелкогалечные конгломераты, переслаивающиеся с покровами основных эффузивов.

Вблизи ст. Талдан в верхах толщи среди андезитовых и дацитовых порфиритов наблюдалась пачка мощностью около 15 *м* песчаников, туфо-конгломератов, углистых алевролитов, кремнистых туфов, в которых А. И. Савченко обнаружил обильные остатки пресноводных пелеципод. Ч. М. Колесников определил отсюда *Limnocyrena ovalis* (Ramm.), *L.* cf. *sibirica* (Ramm.), *L. wangehinensis* (Grab.), *L. altiformis* (Grab.), *L. ramelmejeri* Mart., *Lacustrima lepida* Ch. Kol., *L. ovalis* Ch. Kol., *L. ventricosa* Ch. Kol., *Leptesthes* aff. *elongatus* Mart. Кроме того, здесь же найдены личинки *Ephemeropsis* sp. Примерно в этой же (верхней) части толщи были обнаружены также

http://jurassic.ru/

остатки растений *Phyllotheca sibirica* (Heer), *Coniopteris* sp. ex gr. *C. nympharum* (Heer), *Cladophlebis* sp., *Podozamites* sp., *Schirolepis* sp.

На основании определений Ч. М. Колесникова, возраст вулканогенно-осадочной толщи — раннемеловой.

Не вполне ясно стратиграфическое положение кислых лав и туфов. Небольшие прослои кислых пепловых туфов имеются в базальных горизонтах вулканогенного комплекса в окрестностях села Игнашино.

По данным В. З. Скорохода, севернее ст. Сковородино по р. Неверу, покровы кислых эффузивов залегают выше основных лав и их туфов. Такие же соотношения кислых и основных эффузивов наблюдались С. А. Музылевым в районах левобережья Амура вблизи сел Кумары и Буссе.

Вблизи площадей распространения покровов эффузивных пород часто наблюдаются жилы и дайки порфиритов, андезитов и долеритов, а также кислых пород (кварцевые порфиры и фельзиты), частично представляющих корни покровов. Особенно четко связь эффузивных образований с их корнями наблюдается вдоль Южно-Тукурингрского разлома. В окрестностях г. Зеи наблюдаются интрузивные контакты фиолетово-серых и малиновых порфиритов с диоритами, прорывающими метаморфические сланцы протерозоя. Южнее, вдоль края Пиканской впадины те же фиолетово-серые и серые порфириты образуют покровы, уходящие под поверхность рыхлых кайнозойских отложений. Под рыхлыми отложениями Пиканской впадины буровыми скважинами вскрыты покровы тех же порфиритов, переслаивающихся с агломератовыми туфами и туфами порфиритов.

Северо-западнее, на простирании Южно-Тукурингрского разлома, по наблюдениям Н. А. Богданова, в береговых обнажениях долины р. Арби (левый приток р. Уркана) сильно катаклазированные и рассланцованные биотит-роговообманковые палеозойские граниты прорваны серыми диорит-порфиритами, южнее переходящими в покровы серых роговообманковых порфиритов, сменяющихся агломератовыми туфами. Последние содержат обломки диорит-порфиритов и докембрийских метаморфических пород, сцементированных пирокластическим материалом и вулканическими брекчиями.

Покровы порфиритов простираются в северо-западном, близком к широтному, направлении параллельно простиранию зоны разлома и падают под углом 45—50° на юго-запад. Южнее покровы биотит-роговообманковых порфиритов переслаиваются с туфами и агломератовыми туфами порфиритов. Мощность толщи порфиритов и их туфов 800—1000 *м*.

На левом берегу Амура вблизи тектонического контакта с древними кристаллическими образованиями (вблизи дер. Ново-Иннокентьевка) в прекрасных обнажениях видны вулканические брекчии базальтов, близкие к жерловым фациям. Вулканические брекчии ниже по течению Амура переходят в покровы базальтов и андезито-базальтов, залегающих вдали от контакта с древними породами горизонтально. Покровы разделены бугристой, неровной поверхностью лавовых потоков, свидетельствующих о многократных пароксизмах вулканической деятельности в период накопления вулканогенной толщи. Центр вулканических излияний располагался здесь, по-видимому, в зоне крупного разлома.

Эффузивный комплекс Верхнего Приамурья представляет собой довольно сложное образование как по составу, так и по условиям залегания. Его формирование происходило в результате многократных извержений, сопровождавшихся излияниями лавовых потоков и пирокластических выбросов.

http://jurassic.ru/

Возраст рассматриваемого комплекса, как отмечалось выше, определяется как меловой. Верхней возрастной границей этих образований является толща рыхлых цагаянских отложений, возраст которых на основании содержащихся в них растительных остатков определяется как позднесенонский или даже датский.

Вулканогенно-осадочные отложения, слагающие отдельные мульды, наложенные на палеозойские или более древние кристаллические образования в долине Амура, являются раннемеловыми и содержат отпечатки растений и пресноводной фауны.

Зейско-Буреинская впадина

Наиболее важные данные по стратиграфии меловых отложений за последние 15—20 лет были получены С. А. Музылевым, В. А. Марковым, В. Б. Олениным, И. Н. Сулимовым и др.

В Зейско-Буреинской равнине твердо доказаны отложения как нижнего, так и верхнего мела. Для верхнего мела, несравненно лучше изученного, недавнее открытие морской фауны совсем неожиданно заставило изменить казалось бы бесспорное представление о континентальных условиях позднемелового осадконакопления на этой территории.

Нижний мел. Нижнемеловые отложения в пределах равнины не выходят на поверхность. Они обнаружены под покровом горизонтально лежащего верхнего мела несколькими буровыми скважинами на глубинах порядка 500—1000 *м*. Во всех скважинах наблюдается наклонное залегание нижнемеловых пород под углами 25—35°, что, несомненно, указывает на их складчатую структуру. Скважины вскрывают различные части разреза, которые пока еще нельзя увязать друг с другом.

Одна из наиболее глубоких скважин, пробуренная вблизи г. Белогорска (бывш. пос. Куйбышевка), лишь на глубине 1988 *м* встретила диабазы и другие изверженные породы позднепалеозойского возраста (абс. возраст 230 млн. лет). Почти 2 *км* эта скважина прошла по меловым породам, из них 960 *м* по пескам, глинам, аргиллитам и рыхлым песчаникам верхнего мела и примерно столько же по вулканогенно-осадочным образованиям нижнего мела. В скв. № 10 около сел. Воскресеновки установлено непосредственное залегание на древних гранитах основных эффузивов и туфов в переслаивании с пачками осадочных пород, содержащих пласт каменного угля мощностью 3,8 *м*. По-видимому та же вулканогенно-осадочная толща с пачками угленосных отложений (пласты угля от 0,1 до 0,7 *м*) подсечена соседней скв. 11. Неполная мощность этой толщи 300 *м*. В ряде скважин (17, 18), по данным А. И. Юдина, основные эффузивы перекрываются кислыми, причем туфы этих эффузивов сопровождаются осадочными породами с остатками (скв. 21, сел. Поярково) *Raphaelia diamensis* Sew., *Pagyophyllum* cf. *sphenolepidium sternbergianum* (Dunk.) Heer, *Elatides curvifolia* (Dunk.) Nath. Эти остатки дают основание для отнесения рассматриваемых слоев к самым низам мела или даже, возможно, к верхней юре.

Выше толщи кислых эффузивов в скв. 21 совершенно согласно залегают плотные черные и темно-серые аргиллиты, серые песчаники с редкими тонкими слоями конгломератов общей мощностью свыше 450 *м*, содержащие остатки *Cladophlebis* sp., *Taeniopteris* sp., *Nilssonia irregularis* Pryn., *Ginkgo adiantoides* (Unger) Heer, *G.* cf. *lepida* Heer, *Elatocladus* sp., по заключению М. М. Кошман, раннемелового возраста.

http://jurassic.ru/

Корреляция нижнемеловых толщ, вскрываемых буровыми скважинами, производится сейчас на основании литологических аналогий, причем предполагается, что вулканогенные породы занимают одно строго определенное стратиграфическое положение. Однако тут нет полной уверенности и можно допустить многократное повторение в разрезе как вулканогенных, так и осадочных накоплений. В этом случае сводный разрез нижнего мела Зейско-Буреинской впадины будет значительно мощнее, сложнее и разнообразнее по сравнению с тем, как он сейчас воспроизводится.

Верхний мел. Верхнемеловые отложения Зейско-Буреинской впадины представлены двумя свитами — внизу завитинской, выше — цагаянской. С последней неразрывно связана третья, так называемая кивдинская свита, переходная от верхнего мела к палеоцену.

Завитинская свита залегает с размывом на нижнем мелу. Она представлена переслаиванием мелкозернистых и среднезернистых песчаников, несколько туфогенных, иногда известковистых, зеленовато-серых и серых алевролитов и аргиллитов, редких пропластков и пластов пелитоморфных известняков мощностью до 12 *м* (скв. 12). В основании свиты местами наблюдаются крупнозернистые песчаники и конгломераты. Мощность свиты около 500 *м*.

До настоящего времени свита считалась континентальным образованием, но сейчас в ней найдены остатки не только пресноводной фауны и наземной растительности, но и морские организмы, среди которых Н. И. Маслакова определила верхнемеловую *Stensioina* sp., а В. Н. Верещагин и Г. Г. Мартинсон *Mytilus* (*Brachidontes*) sp. Пресноводная фауна лимноциренид, по мнению Ч. М. Колесникова и Г. Г. Мартинсона, характерна для нижнего мела, но вместе с этой фауной в тех же слоях встречены многочисленные отпечатки двудольных *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, которые противоречат раннемеловому возрасту и заставляют признать позднемеловой, вероятней всего сенонский возраст завитинской свиты.

Цагаянская свита, лежащая на завитинской с некоторым размывом, подразделена на три подсвиты.

Нижняя подсвита начинается с мелкогалечных рыхлых конгломератов и состоит из уплотненных полимиктовых песков и плотных каолинитовых и монтмориллонитовых глин. Охарактеризована она фауной динозавров, остатки которой встречены близ сел. Касаткина на берегу Амура (*Mandschurosaurus amurensis* Rjab. и др.), а также около дер. Асташихи на р. Бурее и по р. Зее, несколько выше Благовещенска. Правда, в двух последних пунктах А. К. Рождественский считает, что остатки динозавров находятся во вторичном захоронении. А. Н. Рябинин, изучавший фауну динозавров, первоначально отнес ее к маастрихтскому веку, но затем стал склоняться к небольшому понижению этого возраста.

Средняя подсвита существенно отличается от нижней: в ней глины и алевриты резко преобладают над песками, лишь изредка встречаются отдельные пласты крупнозернистых песков и гравия, а также тонкие прослои пепловых туфов. Подсвита изобилует остатками ископаемых растений, среди которых установлено свыше 50 различных видов. Эта флора дала возможность А. Н. Криштофовичу, а затем Т. Н. Байковской и другим палеофитологам однозначно решить вопрос об ее верхнемеловом, предположительно датском возрасте.

Верхняя подсвита почти нацело состоит из песков и галечников с редкими маломощными слоями глин и прослоев тонкозернистых туффитов дацитового состава. Подсвита охарактеризована флорой такого

http://jurassic.ru/

же состава, как и флора средней подсвиты. Общая мощность всей цагаянской свиты колеблется от 240 до 360 *м*.

Кивдинская свита трудно отделима от цагаянской. Обе они представляют собой единую толщу континентальных осадков, из которых кивдинская свита выделяется условно главным образом из-за ее промышленной угленосности. Мощность свиты 85—140 *м*. Сложена она мелкозернистыми песками и глинами. К более или менее мощным пачкам глин приурочены пласты бурого угля, хорошо выдержанные в пространстве. Многочисленные остатки ископаемых растений (более 35 видов), собранные в кровле угольного пласта «Верхнего», по заключению А. Н. Криштофовича и Т. Н. Байковской, безусловно, являются палеоценовыми, а остатки растений из почвы того же пласта — верхнемеловыми. На этом основании возраст свиты считается переходным от позднего мела к палеоцену.

Западное Приохотье

Меловые отложения Западного Приохотья представлены существенно вулканогенными и континентальными отложениями. Морские валанжинские встречены только в Торомском прогибе. Здесь они залегают без углового несогласия, но с размывом на верхнеюрских отложениях. Валанжинская толща делится на две части: нижнюю — с преобладанием песчаников мощностью 200 *м* и верхнюю преимущественно конгломератовую мощностью 440 *м*. Собранная отсюда В. А. Ярмолюком фауна *Aucella volgensis* L a h., *A. sokolovi* B o d y l., *A. wollosowitschi* S o k o l., *A. okensis* P a v l., *A. uncitoides* L a h., *A. solida* L a h. и *A. robusta* P a v l. указывает на принадлежность вмещающих ее слоев к зонам Tollia stenomphala и Polyptychites keyserlingi валанжина. Мелководный залив валанжинского моря, по-видимому, имел локальное значение, так как и в других районах Западного Приохотья пока морских меловых отложений не обнаружено.

В Удском краевом прогибе континентальные отложения нижнего мела прослеживаются с перерывами на значительном протяжении от верхнего течения р. Уды к ее низовьям. На западе они, по-видимому, продолжаются в Верхне-Зейскую впадину. Первые данные об этих отложениях были получены в 1930 г. В. И. Серпуховым, который указал на наличие к северу от хр. Сектан конгломератов, песчаников и глинистых сланцев с маломощными пластами каменного угля и мезозойскими растительными остатками (*Podozamites lanceolatus* H e e r). Более точные определения возраста этих образований были получены в 1955 г. (Красный, 1960).

В верхнем течении р. Уды (от устья р. Балагачан до р. Удыхын) были прослежены на протяжении около 24 *км* залегающие с углами падения до 2° пласты конгломератов с линзами песчаников. Видимая мощность конгломератов около 120 *м*. Учитывая постоянный наклон к западу общая мощность их возможно измеряется несколькими сотнями метров. По Д. С. Несвиту, в береговых обнажениях р. Уды к востоку от устья р. Бол. Суникан толща конгломератов и песчаников с растительными остатками имеет мощность 250—300 *м*.

Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек размером от 3 до 6 *см*, а также валунов, сцементированных плотными песчаниками. Наиболее крупные валуны достигают 18—20 *см*. Конгломераты обладают заметной слоистостью, проявляющейся в виде пачек с различной сортировкой гальки и валунов по размерам. Среди галек и валунов встречаются: гнейсы, граниты, габбро, габбро-анортозиты, амфиболиты, кварциты и другие породы, по-видимому породы древнего кристалличе-

http://jurassic.ru/

ского комплекса Джугджура. В конгломератах постоянно наблюдаются линзы аркозовых (близких к полимиктовым) крупнозернистых песчаников. Длина линз от 2 до 6 *м*. Мощность (в средней части) 0,2—0,4 *м*. Изредка в крупных линзах имеет место косая слоистость. По направлению на северо-восток, к устью Удыхына конгломераты замещаются песчаниками с прослоями алевролитов и линзами угля и растительными остатками нередко хорошей сохранности. В обнажении по левому берегу р. Удыхын наблюдался (Красный, 1960) следующий разрез (снизу).

1. Зеленоватые тонкозернистые песчаники и алевролиты с линзами (до 5 *см*) каменного угля и обильными растительными остатками: *Equisetites burejensis* (Heer) Krysht., *Coniopteris nympharum* (Heer), *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Sagenopteris* cf. *S. goeppertiana* Zigno, *Nilssonia* sp. n. ex gr. *N. orientalis* Heer, *Ginkgo* sp., *Cephalotaxopsis* cf. *brevifolia* Font., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Brown., *P.* cf. *angustifolius* (Eichw.) Heer, *Pityophyllum* cf. *lindstromii* Nath.	3,4 *м*
2. Песчаники темно-серые, мелкозернистые до среднезернистых с редкими прослоями зеленоватых скорлуповатых алевролитов с сажистыми линзами	10,2 „
3. Песчаники желтовато-серые, крупнозернистые с прослоями темно-серых среднезернистых песчаников, с редкими остатками ветвей и стволов деревьев	4,0 „
4. Конгломераты с хорошо окатанной галькой гранитов, гнейсов и основных пород размером от 2 до 12 *м*	1,2 „
5. Песчаники светло-желтые, крупнозернистые с редкорассеянной галькой гранитов и гнейсов	1,1 „
6. Песчаники светло-желтые, крупнозернистые, аркозовые свыше	2,5 „

В растительном комплексе, в слое 1, как считает Н. Д. Василевская, устанавливается несколько видов растений: *Equisetites burejensis* (Heer) Krysht., *Coniopteris nympharum* (Heer), *Cephalotaxopsis* cf. *brevifolia* Font., характерных для нижнемеловых отложений.

Значительно ниже, по левому берегу р. Уды, в 7 *км* выше пос. Удское, из-под оливиновых базальтов (Красный, 1960) выходят (снизу)

1. Глинистые сланцы желтоватые мягкие с растительными остатками: *Cladophlebis whitbiensis* Brongn., *C. takezakii* Oishi, *Czekanowskia rigida* Heer и *Sphenobaiera* sp. Падение на юго-восток 130° под углом 27° . .	?
2. Алевролиты зеленоватые со скорлуповатой отдельностью	0,65 *м*
3. Туффиты серовато-зеленые андезито-дацитового состава с линзами алевролитов	0,8 „
4. Песчаники зеленовато-желтые, мелкозернистые с рыхлыми алевролитовыми прослоями	0,45 „
5. Песчаники светлые, розоватые, туфогенные, среднезернистые	11 „
6. Песчаники желтоватые глинистые с остатками стеблей растений и пропластками белых туфогенных песчаников	1,2 „
7. Туфы андезитового состава сильно измененные	6,5 „

Ниже пос. Удское в 1,7—2 *км* по левому берегу р. Уды из-под галечников выходят тонкозернистые слюдистые песчаники с сажистыми прослоями и остатками *Phoenicopsis angustifolia* Heer. Еще ниже по р. Уде, в 7 *км* на правом берегу на участке «Столболак» над конгломератами залегают крупнозернистые, косослоистые аркозовые песчаники с остатками растений. Несколько южнее, по правому берегу р. Неми (в 25 *м* от ее устья) в обнажениях «Кадагачан» стратиграфически выше конгломератов с прослоями серовато-желтых средне- и крупнозернистых песчаников с растительными остатками залегают (снизу)

1. Песчаники крупнозернистые, аркозовые с линзами алевролитов. Многочисленные остатки *Onichiopsis* sp., *Cladophlebis* sp.	? *м*
2. Песчаники тонкозернистые, зеленовато-серые, слабослюдистые свыше . .	40 „
3. Песчаники крупнозернистые и среднезернистые, серые с линзами зеленоватых алевролитов	4,5 „
4. Песчаники тонкозернистые, зеленовато-серые с *Annulariopsis (Cyclopites)* sp.	0,6 „
5. Песчаники среднезернистые, желтовато-серые, грубоплитчатые	16 „

http://jurassic.ru/

М. И. Брик и А. Н. Криштофович указали, что встречаемые в обнажениях по рекам Уде (выше и ниже пос. Удское) и Неми растительные остатки имеют облик молодых юрских флор, но могут характеризовать и низы мела (вельд).

Флора с рек Удыхына и Уды обнаруживает сходство с флорой Буреинского и южной части Ленского угленосных бассейнов. Кроме того, в ней имеются формы (*Cladophlebis takezakii* O i s h i), связывающие ее с флорой Тетори-Риосеки Японии.

К мелу (вероятно нижнему) относятся и две верхние подсвиты джелонской свиты (Красный, 1960), представленные туфобрекчиями и туфами порфиритового состава и порфиритовыми лавами.

Верхне-Зейская впадина

Меловые отложения Верхне-Зейской впадины изучены очень плохо. В значительной степени они перекрыты чехлом неогеновых и четвертичных осадков.

Только по окраинам впадины, в верхнем течении р. Уды и вблизи сел. Журбан на р. Зее, имеются обнажения меловых толщ. В верховьях р. Уды в составе нижнемеловой толщи преобладают крупногалечные (нередко валунные) конгломераты и зеленовато-серые и желтоватые грубозернистые и среднезернистые полимиктовые песчаники. В подчиненном количестве среди них присутствуют тонкозернистые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, среди которых залегают маломощные (до 5 *см*) линзы каменного угля.

Конгломераты в составе обломочного материала содержат в основном докембрийские гнейсы, габброиды и граниты, а также юрские интрузивные породы (гранодиориты, граниты, порфириты и т. п.). Изредка встречаются гальки верхнепротерозойских кварцитов и девонских (?) песчаников. Обломочная часть конгломератов хорошо окатана и довольно прочно сцементирована неравномернозернистым песчанистым материалом. В породах нижнемеловой толщи повсеместно развита косая слоистость, а разрез толщи сильно изменчив. Так, в верховьях р. Уды резко преобладают крупногалечные и валунные конгломераты, а песчаники слагают среди них маломощные линзы.

Нижнемеловые (?) пресноводно-континентальные угленосные отложения на левом берегу р. Зеи ниже сел. Журбан (у зим. Филимошки), по данным М. С. Нагибиной (1960), имеют мощность порядка 1000 *м*. Они представлены средне- и грубозернистыми песчаниками, переслаивающимися с мелкогалечными конгломератами, алевролитами, и в верхней части с линзами и прослоями углей от 5 до 50 *см* мощности. В основании толщи залегает конгломерат, содержащий гальку красных и серых андезитов из подстилающей толщи вулканогенных пород и гальку более древних пород гнейсового комплекса. М. С. Нагибина выделяет описываемые отложения под названием журбановской свиты. Возраст свиты М. А. Седова и Н. С. Соколова на основании данных спорово-пыльцевых анализов считают нижнемеловыми, М. С. Нагибина по данным спорово-пыльцевых анализов, произведенных Н. А. Болховитиновой, относит эту свиту к сеноман-турону.

Более определенно к верхнему мелу относится толща рыхлых континентальных отложений, выполняющих юго-западную часть Верхнезейской депрессии. Верхнемеловые осадки озерно-аллювиального происхождения известны в районе Журбановского увала на левом берегу р. Зеи и на правобережье последней. Они с резким угловым несогласием перекрывают все более древние породы. В основании разреза наблюдается пласт серого песка мощностью до 15 *м* с разнообразной по раз-

http://jurassic.ru/

меру галькой гнейсов, роговиков, кварцитов и кварца. Выше следуют зеленовато-синие, темно-серые, зеленовато-серые и черные глины, темно-окрашенные тонкопесчано-илисто-глинистые породы, аргиллиты и алевролиты, содержащие обугленные, часто деформированные обломки древесины, прослои и линзы лигнитов и черного углистого вещества. Изредка встречается целиком разложившаяся галька различного петрографического состава. В верхних горизонтах наблюдается увеличение содержания песчаного материала. Здесь слои глин и илов чередуются с прослоями серого разнозернистого каолинизированного песка, содержащего кварцевую гальку.

Мощность рыхлых образований верхнего мела ориентировочно определяется И. И. Сей в 200—260 *м*. Эти отложения содержат богатый папоротниково-хвойно-широколиственный спорово-пыльцевой комплекс с разнообразными представителями широколиственных и вечнозеленых пород, типичными для позднего мела. М. А. Седова предполагает, что этот комплекс характерен для позднего сенона.

Хребты Малый Хинган и Баджальский

В Сутарском хребте и в Хингано-Олонойском районе Малого Хингана, а также в Баджальском хребте широко распространены вулканогенные образования мелового возраста. Среди них наибольшие площади слагают вулканогенные породы, образующие прерывистую полосу северо-восточного простирания, известную под названием Хингано-Баджальской вулканической зоны.

В пределах этой зоны вулканогенные толщи мелового возраста залегают резко несогласно на складчатом основании протерозоя, кембрия и других образований более молодого возраста. Они формировались в континентальных условиях одновременно с накоплением пресноводно-континентальных осадков, благодаря чему часто возникали толщи смешанного вулканогенно-осадочного состава.

Стратиграфия и литология вулканогенных и осадочных образований изучались С. В. Константовым, С. А. Музылевым, Г. П. Воларовичем, А. П. Глушковым, М. И. Ициксоном, Г. В. Ициксон, П. Н. Кошманом, В. А. Кузьмичевым, В. Г. Сенкевичем, М. Г. Золотовым, Е. Е. Краснянской, А. А. Головневой, Е. В. Быковской, П. А. Эповым, Н. К. Осиповой, Я. И. Файном, Б. А. Калимбековым и др.

В последнее время сводка материалов по стратиграфии вулканогенных толщ Малого Хингана была выполнена М. М. Кошман, пересмотревшей все ранее сделанные определения растительных остатков.

Наиболее древней из меловых толщ Малого Хингана является здесь *каменушинская свита* (ургальская свита в схеме М. Г. Золотова и др.), распространенная у ст. Лондоко, в Сутарском хребте, а также в бассейнах рек Карадуб, Салокачи и в верховьях р. Бол. Каменушки. Она состоит из конгломератов, песчаников, алевролитов, углистых сланцев и пластов угля. Местами в ее составе отмечаются и туфогенно-осадочные породы. Мощность свиты около 800 *м*.

В составе свиты известны растительные остатки *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Cl. nebbensis* (Br.) Nath., *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *Sphenopteris nactongensis* Yabe, *Ginkgo sibirica* Heer, *G. digitata* Brongn., *Sphenobaiera angustifolia* (Heer) *Fl.*, *Pityophyllum* nor *denskioldii* (Heer) Nath., *Pandanophyllum* sp. и др.

По мнению М. М. Кошман, эта свита является аналогом чагдамынской и чемчукинской свиты Буреинского бассейна и по возрасту соответствует готериву или баррему.

http://jurassic.ru/

К следующей, более молодой свите, относится уже собственно вулканогенная толща, известная под названием *станолирской свиты*. Она распространена в бассейне р. Станолир, в верховьях р. Салокачи, в бассейне рек Мал. и Бол. Каменушки, северо-западнее ст. Известковой и в верховье р. Биракан. В составе ее принимают участие пироксеновые андезитовые порфириты и андезиты, в подчиненном количестве роговообманковые и биотитовые дацитовые порфириты, а также туфы и туфобрекчии этих пород. Мощность свиты местами достигает 400 *м*. По возрасту эта свита примерно соответствует баррему и может быть частично апту и, видимо, является фациальным аналогом верхней части каменушинской свиты. Она является, по-видимому, также возрастным аналогом нижней части уктурской свиты Сихотэ-Алиня.

Согласно на станолирской свите залегает *солонечная свита*. Она состоит существенно из вулканических пород кислого состава: мелковкрапленниковых кварцевых порфиров, фельзитов, различного состава туфов, в меньшей степени фельзит-порфиров, туфо-брекчий, туфолав и липаритов. Мощность свиты около 900 *м*. Наибольшим распространением она пользуется в бассейне р. Кимкан и менее в бассейнах рек Олоно, Карагай, Сагды-Бира, в районе ст. Бира, в Сутарском хребте и в других местах.

В породах этой свиты в верховье кл. Совхозного обнаружены остатки растений *Cephalotaxopsis* sp. ex gr. *C. acuminata* Krysht. et Pryn., *Sphenobaiera* cf. *longifolia* (Pom.) *Fl.*, *Sph.* cf. *angustifolia* (Heer) Fl., *Sph.* cf. *pulchella* Fl., *Phoenicopsis* cf. *angustifolia*, Heer, *Pagiophyllum* cf. *orientalis* Krysht. et Pryn. По этим остаткам возраст свиты определяется как апт-альбский.

Более молодой, чем солонечная свита, является так называемая *бирская свита*, хотя ее взаимоотношения с другими, более древними образованиями установлены еще недостаточно точно. Некоторые исследователи считают бирскую свиту стратиграфически более низкой. Бирская свита состоит из конгломератов, песчаников, алевролитов и в подчиненном количестве из туфов, туффитов, углисто-глинистых сланцев и пластов каменного угля. Мощность ее 100—850 *м*. Наиболее типично эти отложения представлены в окрестностях пос. Бира и в районе рек Лангара и Катон. Среди пород свиты собраны многочисленные остатки растений. У ст. Бира найдены *Onychiopsis* cf. *elongata* (Geyl.) Yok., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cephalotaxopsis* sp., *Torreya* (Tumion) sp., *Dicotyledones* (?) sp. и др. На сопке Угольной были обнаружены *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Cl. angarensis* Pryn., *Ginkgo sibirica* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Cephalotaxopsis acuminata* Krysht. et Pryn. и др. По этому комплексу остатков растений возраст свиты определяется как апт-альбский. Близость возраста этой свиты с солонечной, а также наличие в бирской свите слоев туфов и туффитов позволяют рассматривать солонечную свиту как вулканогенную фацию какой-то части бирской свиты.

Более молодыми образованиями в рассматриваемом районе являются две свиты, по-видимому, близкие друг другу по возрасту — *кундурская* и *обманийская*.

Кундурская свита, развитая в районе ст. Кундур на Западном Хингане, Е. Е. Краснянской разделена на три толщи: нижнюю — базально-конгломератовую мощностью 390 *м*, среднюю — песчанико-алевролитовую мощностью 430 *м* и верхнюю — угленосную мощностью 160 *м*. Особенностью этой свиты является наличие вулканических продуктов. В базальных конгломератах ее, состоящих на 50% из галек кислых вул-

http://jurassic.ru/

канических пород возможно более раннего образования, содержится большое количество неокатанных обломков и глыб кислых эффузивов, туфов и вулканического стекла, имеющих, несомненно, пирокластическую природу. В цементе конгломератов примесь пирокластического материала достигает 80%, а в верхах нижней толщи содержатся прослои до 30 *см* мощности лапаритовых туфов. Эти витрокристаллокластические туфы содержат обломки вулканического стекла, санидина, а также крупные кристаллы кварца или их обломки. Наличие в пирокластической примеси осадочных пород кундурской свиты таких характерных для обманийской свиты пород, как крупновкрапленниковые кварцевые порфиры или отдельных составных частей их является, по-видимому, прямым доказательством одновременности образования обманийской свиты с нижней толщей кундурской свиты. С другой стороны, наличие в верхней части нижней толщи кундурской свиты липаритовых туфов свидетельствует, возможно, о том, что формирование обманийской свиты завершилось излиянием липаритов.

В породах средней и верхней толщи кундурской свиты обнаружены многочисленные растительные остатки *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Torreya* (*Tumion*) *gracillima* Holl., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Macclintockia cretacea* Heer, *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Viburnum* cf. *richardsonia* Knowlt., *Ginkgo laramiensis* Ward., *Thuja* cf. *cretacea* (Heer) Newb., позволяющие определить ее возраст в отрезке времени от сеномана до сенона включительно. Нижнюю толщу свиты характеризует флора, собранная Я. С. Веденяпиным и Е. В. Быковской, а позднее М. М. Кошман у разъезда Ударного. Здесь в слое туффитов среди липаритов, залегающих, по мнению Е. В. Быковской, на обманийской свите, были найдены *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Cl.* cf. *acuta* Font., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *G.* cf. *pluriportita* (Schimp.) Heer, *Sagenopteris* cf. *variabilis* (Vel.) Vel., *Sequoia ambigua* Heer, *S. heterophylla* Holl., *S. reichenbachii* (Geyl.) Heer, *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Cedrus* sp., *Cissites* sp., *Aralia* sp. и др.

Таким образом, нижняя толща кундурской свиты, по-видимому, может быть отнесена к сеноман-турону или позднеальбскому — туронскому времени, а соответственно в этот интервал времени уложится и формирование обманийской свиты. Последняя представлена почти исключительно вулканическими породами — крупновкрапленниковыми кварцевыми порфирами, реже фельзитами, фельзит-порфирами и базокварцевыми порфирами. Верхнюю часть ее характеризует значительное развитие туфов, а в нижней части отмечаются небольшие накопления туфоконгломератов, туфопесчаников, лавобрекчий и лавоконгломератов. Общая мощность обманийской свиты около 800 *м*.

На образованиях кундурской свиты в западной части Малого Хингана залегает согласно пресноводно-континентальная туфогенно-осадочная *олочинская свита* (Е. Е. Краснянская) мощностью 300—320 *м*, сложенная в нижней части базальными полимиктовыми конгломератами (мощность 50 *м*) и грубозернистыми терригенными породами и в верхней части более тонкозернистыми также терригенными отложениями. В породах всей толщи отмечается значительная примесь туфогенного материала. Она распространена в бассейне р. Мутной, а также вдоль Пашковской дороги между долиной р. Урил и пос. Ново-Сергеевка. Небольшие площади ее развития известны на водоразделе рек Урил — Грязная и к северу от разъезда Казачий.

Согласно на отложениях олочинской свиты, по данным Е. Е. Краснянской, залегает толща вулканических пород, представленная исключительно липаритами и их туфами, установленными на водоразделе

http://jurassic.ru/

рек Урал — Мутная, имеющая общую мощность 280—300 *м*. В ней отчетливо выделяется две части, обе одинакового туфо-эффузивного состава, разделенные слоем конгломератов, в гальке которых присутствуют главным образом липариты с хорошо сохранившимся санидином и в меньшей мере обломки кристаллических сланцев, свидетельствующие, по-видимому, о глубоком размыве между фазами излияния липаритов. Растительных остатков не установлено и возраст толщи определяется залеганием ее между олочинской свитой и цагаянской свитой, охарактеризованной растительными остатками, вероятно, датского возраста. Эта толща, по мнению Е. Е. Краснянской, параллелизуется с богучанской свитой, которую В. П. Ренгартен впервые выделил как толщу туфогенно-осадочных пород, развитую на Богучанской сопке и содержащую флору: *Asplenium dicksonianum* Heer, *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Platanus affinis* Lesq. и др. По мнению А. Н. Криштофовича, эта флора датского (цагаянского) возраста. Таким образом, вулканогенно-осадочные образования сопки Богучан и липариты западной части Малого Хингана можно уверенно рассматривать как одновозрастные, но разнофациальные.

Самыми молодыми из меловых образований в рассматриваемом районе являются терригенные отложения цагаянской свиты, образующие толщу мощностью 200 *м* и содержащую растительные остатки *Phyllites* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Taxodium dubium* (Stenb.) Heer, *T. angustifolium* Heer датского возраста *.

Меловые образования на территории Баджальского хребта изучены еще недостаточно. По данным Е. В. Быковской, наиболее древней из меловых толщ здесь является пресноводно-континентальная вулканогенно-осадочная толща общей мощностью 500—600 *м*, развитая в бассейнах рек Урми, Сулук, Чолбачи и др. Она состоит из туфов андезитовых порфиритов, реже плагиоклазовых порфиритов, песчаников и алевролитов с примесью туфогенного материала, конгломератов. Из толщи известны растительные остатки *Gleichenites* sp., *Elatocladus manchurica* (St. et Webb.) Ward., *Cladophlebis* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., по мнению В. А. Самылиной, раннемелового возраста. Выше залегает толща также вулканогенно-осадочных пород мощностью 500—700 *м*, состоящая из андезито-базальтов, андезитов и андезитовых порфиритов, замещающихся по простиранию туфогенно-осадочными породами с растительными остатками *Gleichenites* sp., *Coniopteris onychioides* Vas. et K. — M., *Sphenopteris* sp., *Aralia* sp., *Torreya* (*Tumion*) sp., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer также раннемелового возраста. Эта толща развита в бассейнах рек Сынчуги, Ярапа и в западной части Баджальского хребта. Обе толщи являются, по-видимому, возрастными аналогами станолирской свиты Малого Хингана и уктурской свиты Сихотэ-Алиня.

Более молодой является осадочно-вулканогенная толща, сложенная дацитовыми и кварцевыми порфирами, плагиопорфирами, игнимбритами с прослоями пепловых туфов, туффитов и терригенных пород общей мощностью 500—600 *м*, развитая в бассейне р. Эгоно и правых притоков р. Амгуни, а также в верховьях рек Урми, Сынчуги, Ярап и Кур. Возраст ее условно принимается Е. В. Быковской как переходный ранне-позднемеловой.

На этой толще залегают кварц-плагиоклазовые и кварц-роговообманковые порфириты, реже туфы мощностью 450—500 *м*, развитые главным образом в осевой части Баджальского хребта и в прилегающих к нему районах. Они также условно относятся к ранне-позднеме-

* Возможно, позднесенонского возраста.— *Ред.*

http://jurassic.ru/

ловому возрасту, хотя большинство исследователей этого района относили их к верхнемеловым образованиям.

К переходным нижне-верхнемеловым образованиям Е. В. Быковская условно относит и вышележащую толщу крупновкрапленниковых кварцевых порфиров, слагающих в среднем течении р. Урми гряду сопок. Мощность толщи 500—600 *м*.

На крупновкрапленниковых кварцевых порфирах и более древних образованиях залегает толща мощностью 500—800 *м* андезито-дацитов и дацитов, имеющая наибольшее развитие в бассейнах рек Сулук, Могды и др. По аналогии с амутской свитой хр. Мяо-Чан ее возраст определяется как позднемеловой.

Наконец, самую молодую толщу мела слагают плагиолипариты, липаритовые порфиры, их туфы и туфо-лавы, развитые главным образом в бассейне р. Сулук и в междуречье Амгуни и Эгоно. Мощность толщи 500—800 *м*. Позднемеловой возраст ее определен условно.

Северный и Средний Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье

В Хабаровский край входит лишь часть Сихотэ-Алиня, расположенная к северу от р. Бикин и получившая название Среднего Сихотэ-Алиня (между реками Бикин и Хунгари) и Северного Сихотэ-Алиня (севернее р. Хунгари). Ниже эти области рассматриваются совместно с прилегающими районами Нижнего Приамурья.

Меловые отложения здесь достоверно стали известны в 1912 г. после того, как Д. Н. Соколов, опубликовал определение коллекции Ф. Б. Шмидта и Р. К. Маака и установил присутствие валанжинских отложений с остатками ауцелл севернее села Верхне-Тамбовского (район г. Комсомольска-на-Амуре). В 30-х годах Ф. Г. Марков на правом берегу Амура, вблизи устья р. Пивань, также повторил сборы остатков валанжинских ауцелл, определенные В. И. Бодылевским. В те же годы новые находки ауцелл в этом районе были сделаны И. Г. Козловым и В. П. Михновичем. Последний вполне уверенно рассматривал эти отложения как нижнемеловые, а не юрские.

Первые материалы о вулканических породах мелового возраста были получены в 1934 г. Е. И. Соколовой. В районе сел. Мало-Михайловского ею были открыты осадочные породы с флорой цагаянского типа датского возраста.

Вслед за Е. И. Соколовой вулканические образования мелового возраста, развитые на рассматриваемой территории, были описаны Н. П. Саврасовым, Н. Е. Гухман, Л. И. Красным, Е. М. Смеховым, В. К. Антоновым, А. А. Кирилловым, Д. С. Гантманом, В. А. Перваго, Г. П. Воларовичем, С. Ф. Допиро, М. Г. Золотовым, П. В. Некрасовым и многими другими. Толщи кислых эффузивов и их туфов рассматривались как аналоги верхнемеловой ольгинской толщи Приморья.

В 1936 г. Л. И. Красным (1940) в районе оз. Удыль (Вассинская протока) были найдены остатки пелеципод, брахиопод и членистоногих. Возраст отложений предположительно определялся как альбский. В настоящее время возраст отложений определяется как сеноманский или даже отчасти туронский, так как позднее в этих же слоях и в этом же обнажении были найдены не только иноцерамы явно верхнемелового облика, но и широколиственные растения *Platanus* sp. и др. В 1938 г. в бассейне р. Мачтовой (Тудур) А. Ф. Атаманчук в ряде мест нашел остатки ауцелл валанжинского возраста, а в других слоях — иноцерамов, которые были приняты им за юрские, хотя Н. А. Беляевский, определявший этих иноцерамов, и указал, что некоторые из них, напри-

http://jurassic.ru/

мер найденные в среднем течении р. Мачтовой, несколько напоминают меловые формы. Как удалось установить позднее, эти толщи верхнемеловые.

В 1939 г. у побережья Сахалинского залива по р. Бол. Вилке В. К. Елисеева в толще песчаников собрала фауну валанжинских ауцелл.

Дальнейшее изучение меловых отложений Северного и Среднего Сихотэ-Алиня значительно продвинулось только после 1945 г.

В 1948 г. В. А. Ярмолюк установил широкое развитие валанжинских отложений в верховье р. Самарги, а также слои с фауной тригоний на р. Бикин, которые, очевидно, относятся к высоким горизонтам мела. В. А. Ярмолюку и В. К. Елисеевой удалось проследить морские валанжинские отложения от бассейна р. Самарги до левых верхних притоков р. Хора.

В. Н. Верещагиным в эти же годы были обнаружены слои с остатками валанжинских ауцелл в ряде точек вдоль железной дороги к востоку от ст. Пивань.

В 1949 г. М. Г. Золотов обнаружил меловую фауну в верховье р. Тумнин, у устья р. Чичимар, по рекам Эльге и Ларгасу. В 1952 г. А. А. Кириллов на правом берегу Амура у села Нижняя Тамбовка в толще песчаников и алевролитов нашел остатки двудольных растений (*Credneria* sp.), что определило позднемеловой возраст этих отложений.

С 1952 по 1956 г. В. В. Куликовым, Е. Б. Бельтеневым, П. П. Емельяновым, Т. Д. Зоновой, А. И. Савченко, Н. К. Осиповой, Н. Н. Пагольским, А. П. Глушковым и В. К. Финашиным были обнаружены валанжинские отложения с ауцеллами вблизи Амура и в Северном и Среднем Сихотэ-Алине. Тогда же В. П. Рыловникова нашла по р. Панихеза слои с *Onychiopsis* cf. *latiloba* (Font.) Berry, *Dycotylophyllum*, что позволило А. Н. Криштофовичу, определявшему эти растения, провести аналогию между слоями р. Понихезы и аптскими отложениями р. Сучана.

Сборы фауны в 1954—1955 гг. Е. Б. Бельтенева, В. Н. Плиева и А. И. Савченко, определявшиеся В. Н. Верещагиным, О. И. Шмидт и В. Ф. Пчелинцевым, показали, что в пределах Северного Сихотэ-Алиня чрезвычайно широко распространены не только нижнемеловые морские отложения, но и верхнемеловые — сеноманские, туронские и, вероятно, нижнесенонские отложения.

В 1956 г. верхнемеловые морские и пресноводно-континентальные отложения были обнаружены на более широких пространствах Северного Сихотэ-Алиня, по правобережью и левобережью Амура к северу от г. Комсомольска-на-Амуре (А. И. Фрейдин, Б. Я. Абрамсон, Л. С. Устинова, А. И. Савченко, П. П. Емельянов). А. И. Савченко и Г. И. Степановым была обнаружена морская позднемеловая фауна и флора в бассейне р. Обор и по ее притоку р. Си, позднее С. П. Воскресенским найдены остатки растений мелового возраста. По р. Кукси, впадающей справа в р. Самаргу, А. С. Тишиной и Р. Г. Заикиной в толще песчаников и алевролитов удалось собрать фауну актеонелл и других двустворок туронского или раннесенонского возраста. Специальное изучение стратиграфии вулканогенных образований Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья производилось З. П. Потаповой.

В 1957 г. на южном берегу оз. Удыль, на левом берегу Вассинской протоки и по правобережью Амура севернее оз. Удыль С. Б. Бравина, Л. А. Кеслер и И. И. Тучков (1960 г.) провели специальные стратиграфические наблюдения.

В 1960—1962 гг. в стратиграфии мела восточного склона Северного и Среднего Сихотэ-Алиня Г. М. Левитаном, А. И. Савченко, Е. Б. Бельтеневым, Л. П. Ботылевой и М. А. Ахметьевым было установлено широ-

http://jurassic.ru/

кое развитие морских валанжинских отложений с остатками ауцелл, представленных толщами мало отличными от толщ того же возраста, развитых в Комсомольском районе. Л. П. Ботылевой здесь обнаружены морские отложения мелового возраста, содержащие остатки аммонитов.

Чрезвычайный интерес представляет одна из самых последних находок, сделанная И. П. Бойко на левобережье р. Дурал против пос. Шелехово. В базальных конгломератах толщи, ранее считавшейся сеноманской, была найдена конкреция с остатками несомненно аптских или позднебарремских ауцеллин и аммонитов.

В более южных районах Среднего Сихотэ-Алиня в последние годы Ю. Г. Струве, Н. Ф. Смирновым, В. Г. Плахотником, А. А. Козловым, Б. Я. Чернышем и В. И. Надежкиным был получен новый материал по стратиграфии баррем-апт-альбских и верхнемеловых отложений.

Новые данные к стратиграфии меловых отложений рассматриваемой территории изложены в статьях В. Н. Верещагина, Е. Б. Бельтенева, В. Г. Плахотника, З. П. Потаповой, С. А. Салуна, А. И. Савченко, И. И. Тучкова и др.

В пределах Северного и Среднего Сихотэ-Алиня и в районах, прилегающих к низовью Амура, чрезвычайно широко распространены меловые отложения, очевидно, почти сплошным чехлом покрывавшие эту территорию в допозднесенонское время. Более древние образования, выходящие местами на поверхность, слагают ядра позднемеловых антиклинальных структур, размытых в результате эрозии. Палеогеновые и неогеновые образования, развитые здесь, особенно на побережье Татарского пролива, в большинстве случаев залегают на меловых, прикрывая их иногда довольно мощным чехлом.

Проведенные исследования позволяют теперь говорить не только о широком развитии здесь меловых отложений, но и о полноте разреза меловой системы (рис. 29). Сейчас установлены валанжинские, баррем-апт-альбские, сеноман-туронские, нижнесенонские и верхнесенонские и, вероятно, датские отложения. Можно предполагать присутствие здесь и готеривских отложений.

В 1956 г. на совещании по разработке стратиграфических систем Дальнего Востока была принята схема стратиграфии мела для Сихотэ-Алиня, включающая и его северные районы. При этом были выделены следующие главнейшие стратиграфические подразделения меловых образований: валанжинские отложения, уктурская свита баррем-апт-альбского возраста, ларгасинская серия (или свита) сеноман-туронского возраста, удоминская свита туронского возраста и ольгинская серия вулканогенных образований позднесенонско-датского или датско-палеоценового возраста.

Нижний мел

Валанжинский ярус

В районе г. Комсомольск-на-Амуре по право- и левобережью Амура весьма широко распространена мощная толща осадочных отложений, содержащая в различных своих частях пласты, в которых неоднократно была собрана фауна валанжинских ауцелл. О взаимоотношениях этих отложений с более древними образованиями в этом районе сейчас судить трудно. Указание А. Ф. Атаманчука на то, что в основании валанжинских отложений имеются базальные конгломераты, залегающие резко несогласно и с размывом на юрских отложениях, теперь подвергается сомнению. Изучавшие стратиграфию этих отложений П. П. Емельянов Т. Д. Зонова и Е. Б. Бельтенев ни в Комсомольском

http://jurassic.ru/

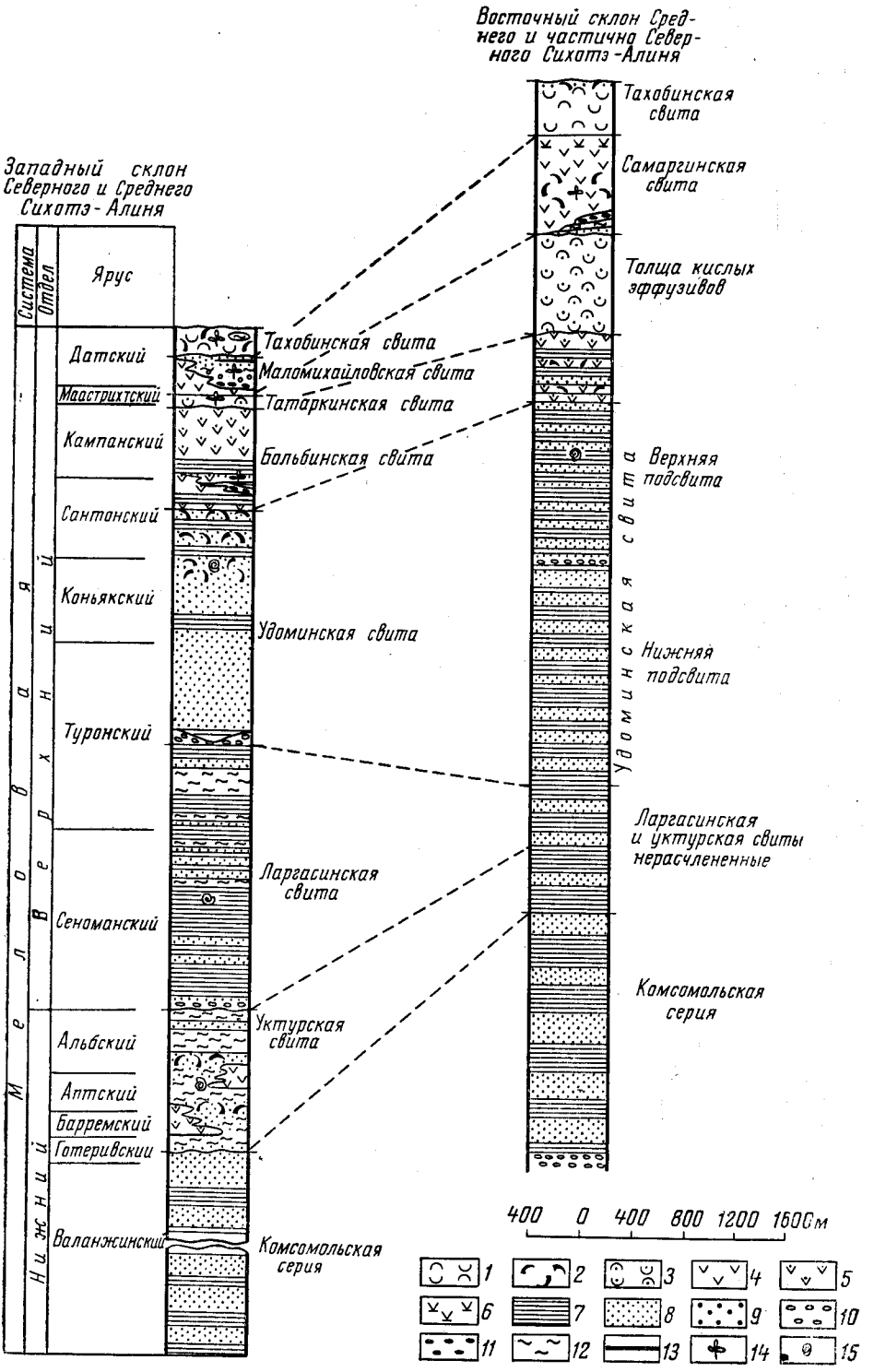


Рис. 29. Схематические разрезы меловых отложений Среднего и Северного Сихотэ-Алиня. (Составили В. Н. Верещагин и З. П. Потапова, 1963 г.)

1 — кислые эффузивы преимущественно кайнотипные; *2* — туфы в пачках лав; *3* — кислые эффузивы преимущественно палеотипные; *4* — андезиты; *5* — андезитовые порфириты; *6* — дациты; *7* — алевролиты; *8* — песчаники; *9* — вулканомиктовые песчаники; *10* — конгломераты полимиктовые; *11* — конгломераты вулканомиктовые; *12* — аргиллиты; *13* — угли; *14* — ископаемая флора; *15* — ископаемая фауна

http://jurassic.ru/

районе, ни по р. Горин не наблюдали таких конгломератов в основании валанжина. Они указывают либо на тектонические соотношения этих отложений с более древними, либо даже на постепенный переход между предположительно юрскими и валанжинскими отложениями. Примерно на такие же соотношения валанжинских и юрских отложений для более восточного района (среднее течение р. Хунгари) указывает В. Н. Плиев.

Валанжинские отложения Комсомольского района (рис. 30) П. П. Емельянов, Т. Д. Зонова, Е. Б. Бельтенев, А. И. Савченко и

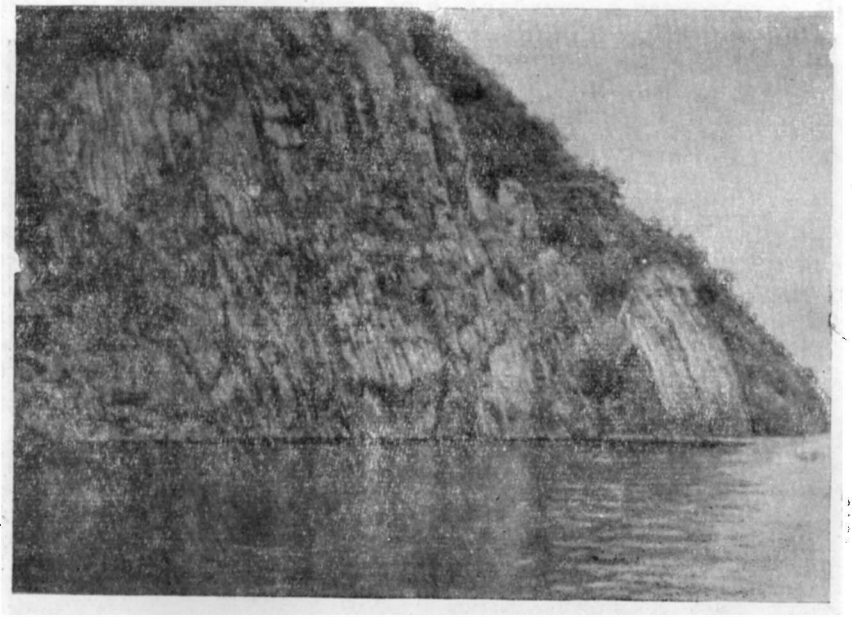


Рис. 30. Выходы валанжинских отложений по правому берегу р. Амур вблизи г. Комсомольска. Фото П. П. Емельянова

В. П. Здориченко делят последовательно снизу вверх на три свиты: горинскую, пионерскую и пиванскую. В настоящее время еще не получено достаточных палеонтологических оснований для уверенного разграничения этих свит, а наблюдающееся различие их по литологическому составу, вероятно, является следствием смены фациальной обстановки в валанжинском морском бассейне. Эти свиты можно рассматривать как части единой комсомольской серии валанжинских осадков.

Горинская свита впервые выделена Е. Б. Бельтеневым, П. П. Емельяновым и В. П. Здориченко в 1956 г. За ее стратотип приняты отложения, хорошо обнажающиеся в низовье р. Горин. Распространение этой свиты установлено вдоль берегов Амура от Комсомольска-на-Амуре до р. Горин и далее на северо-восток до верховьев рек Писуй, Лимури и Лимурчан. Вероятно, и в районе оз. Орель, по р. Большой Вилке, а также у устья р. Сомни по р. Амгуни выходят породы этой же свиты. К западу эта свита установлена по рекам Богин, Капсюль и в среднем течении р. Силинки. К востоку от Амура горинская свита, по данным П. П. Емельянова и Т. Д. Зоновой, обнажается в бассейнах рек Удоми и Тумнин.

По р. Горин горинская свита последовательно снизу вверх, по данным Е. Б. Бельтенева и П. П. Емельянова, представлена следующими пачками пород:

http://jurassic.ru/

1. Пачка тонкого флишоидного переслаивания песчаников и сланцев . . . 400 *м*
2. Пачка кремнисто-глинистых сланцев . . . . . 250 „
3. Пачка переслаивания алевролитов и песчаников с растительными остатками (флиш) . . . . . 315 „
4. Пачка песчаников и тонкого флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов . . . . . 350 „
5. Пачка флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов . . . . 387 „

Общая мощность свиты 1702 *м*.

В верхней пачке найдены многочисленные валанжинские ауцеллы *Aucella* cf. *inflata* (Toula) Lah., *A. uncitoides* Pavl., *A. keyserlingi* Lah., *A.* cf. *crassa* Pavl.

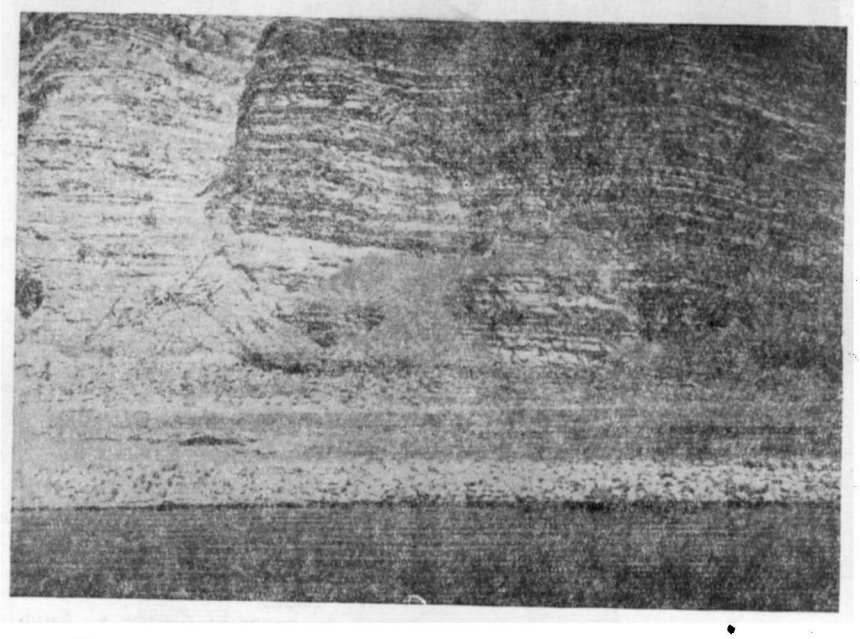


Рис. 31. Обнажение горинской свиты. Фото П. П. Емельянова

По правобережью Амура против г. Комсомольска-на-Амуре П. П. Емельянов и Т. Д. Зонова наблюдали сходный разрез горинской свиты (рис. 31).

Здесь последовательно снизу вверх залегают следующие пачки пород:

1. Песчанистые алевролиты, алевролиты и вверху маломощные пласты песчаников . . . . . 447 *м*
2. Кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы . . . 124 „
3. Флишоидное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов . . . . . 321 „
4. Массивные алевролиты, переходящие в песчаники, чередующиеся с алевролитами . . . . . 392 „
5. Песчанистые алевролиты с редкими небольшими линзами песчаников . . . . . 260 „

Общая видимая мощность свиты 1544 *м*.

В верхней части свиты обнаружены остатки *Aucella terebratuloides* Lah.

В бассейне р. Лимури, по Е. Б. Бельтеневу, свита характеризуется грубым переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Внизу ее преобладает тонкое флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов.

http://jurassic.ru/

П. П. Емельянов и Т. Д. Зонова отмечают общее погрубение осадков в направлении с юго-запада на северо-восток, что может указывать на присутствие области сноса вблизи Татарского пролива. Но несомненно, что и к западу от этого района также располагалась суша. Накопление осадков, видимо, происходило в морском мелководном бассейне вблизи берега.

Пионерская свита выделена в 1956 г. П. П. Емельяновым, Т. Д. Зоновой и В. П. Здориченко. За стратотип свиты выбран разрез ее по правому берегу Амура в 9 *км* ниже пристани Пивань.

Свита широко распространена между оз. Хумми и берегом Амура, а также на левобережье Амура по р. Халбинке, в верховьях р. Лимурчан, в районе Сандинской протоки и рек Капсюль и Богин. Залегает пионерская свита согласно на горинской свите. Она характеризуется сравнительно однообразным составом: зеленовато-серыми и темно-серыми почти черными глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с подчиненными им песчаниками и кремнисто-глинистыми сланцами. На правобережье Амура сланцы замещаются алевролитами и песчаниками. Около пионерлагеря в свите кроме сланцев принимают участие пачки песчаников мощностью до 100 *м*. В нижней части свиты собраны остатки *Aucella* cf. *volgensis* L a h. var. *fenestellata* L a h., *A.* cf. *volgensis* L a h., *A.* cf. *bulloides* L a h., *A.* cf. *terebratuloides* L a h., *A.* cf. *crassicollis* K e y s., *Inoceramus* cf. *wollosowitchi* S o k. В верхней части свиты собраны остатки *Aucella* cf. *crassicollis* K e y s., *A.* cf. *inflata* (T o u l a) L a h., *A.* cf. *uncitoides* P a v l., *A.* cf. *solida* L a h., *A. bulloides* L a h., *A. keyserlingi* L a h. Общая мощность свиты до 2000 *м*.

В 1962 г. Г. М. Левитан установил распространение пионерской свиты на востоке Северного Сихотэ-Алиня, в верховьях рек Хунгари, Коппи и Хуту. Здесь эта свита состоит из алевролитов, аргиллитов и подчиненных им песчаников с остатками ауцелл (*Aucella* cf. *crassicollis* K e y s., *A.* ex gr. *keyserlingi* L a h.).

Мощность свиты до 1800 *м*.

Эта же свита обнаружена в 1963 г. А. А. Козловым в районе нижнего течения рек Хор и Подхоренок.

Пиванская свита выделена в 1955 г. Н. К. Осиповой в районе пос. Пивань. Эта свита представлена толщей переслаивающихся песчаников и алевролитов и песчаников, развитых в бассейне р. Горин. Здесь она описана Е. Б. Бельтеневым, как толща мощностью около 1500 *м*, состоящая из гравелитов, песчаников и переслаивающихся песчаников и алевролитов. В породах свиты Е. Б. Бельтеневым собраны *Aucella* aff. *uncitoides* P a v l., *A.* cf. *keyserlingi* L a h., *A.* cf. *inflata* (T o u l a) L a h.

На востоке Северного Сихотэ-Алиня работами Г. М. Левитана, Е. Б. Бельтенева и А. И. Савченко установлены не только пионерская, но и пиванская свиты, которые слагают довольно большие площади на водоразделе рек Хунгари, Хуту, Амур, Мопау, Гоббили и Коппи.

На водораздельных пространствах рек Анюй, Хуту и Коппи, по р. Мопау, в 1955 г. В. К. Финашин обнаружил среди широко распространенной здесь толщи осадочных пород *Aucella* cf. *inflata* (T o u l a) L a h. и остатки аммонитов.

Разрез этой толщи, по данным Н. И. Позднякова и В. К. Финашина, схематизированно может быть представлен следующим (снизу):

1. Конгломераты (базальные) * . . . . . 400—450 *м*
2. Алевролиты темно-серые и аргиллиты с ауцел-

* Сейчас оспаривается стратиграфическое положение и само наличие этих конгломератов. *В. Н. Верещагин.*

http://jurassic.ru/

лами, список которых приведен выше . . 500—600 *м*
3. Песчаники . . . . . 400—500 „
4. Песчаники, чередующиеся с алевролитами и аргиллитами . . . . . 500—600 „

Конгломераты залегают несогласно на размытой поверхности предположительно юрских отложений.

Позднее Е. Б. Бельтенев и А. И. Савченко в этом же районе и в этих же слоях обнаружили хорошие остатки валанжинских ауцелл: *Aucella bulloides* Lah., *A. crassa* Pavl., *A. uncitoides* Pavl., *A. keyserlingi* Lah., *A.* cf. *crassicollis* Keys., *A. inflata* (Toula) Lah., *Polyptychites* sp. indet., остатки белемнитов и нукуль.

Толща валанжинских отложений из бассейна р. Мопау почти непрерывно продолжается в бассейны рек Гобилли, Первый Заур и Второй Заур, далее до р. Самарги, а затем сливается с обширным полем меловых отложений водораздела рек Бикина и Имана в их верхнем течении, где распространены и более молодые меловые отложения, чем валанжинские. Эта же толща широко распространена и западнее по правобережью р. Хора. Разрез валанжинских отложений здесь недостаточно детально изучен, но валанжинская фауна собрана в ряде пунктов.

По р. Первый Заур в мощной толще песчаников и алевролитов Н. Н. Пагольский в 1955 г. нашел *Aucella* ex gr. *keyserlingi* Lah.

В верховьях р. Самарга В. А. Ярмолюк обнаружил валанжинских ауцелл: у устья р. Илазава — *Aucella crassicollis* Keys., *A. volgensis* var. *fenestellata* Lah., *A. solida* Lah., *A.* cf. *nuciformis* Pavl., *A.* sp., *Astarte* cf. *californica* Stanton и Pleuromya, а еще в 20 *км* выше по течению — *Aucella* sp.

В. А. Ярмолюк указывал, что мощность толщи глинистых сланцев, среди которых обнаружена перечисленная выше фауна, около 2000 *м*. К этой же толще В. А. Ярмолюк относит вышележащие отложения, представленные также глинистыми сланцами и песчаниками мощностью более 3000 *м*. Возможно, что эта верхняя часть толщи, среди которой фауны не найдено, может соответствовать более высоким горизонтам меловой системы и, в частности, верхнему мелу.

В аналогичных отложениях по рекам Кабули и Левая Чуя, левым верхним притокам Хора В. А. Ярмолюк собрал фауну валанжинских ауцелл. В. К. Елисеева в 1950 г. проследила эту толщу до бассейна р. Няухе (правый приток р. Хор), где в темно-серых глинистых сланцах с подчиненными прослоями серых и светло-серых песчаников ею собраны *Aucella* cf. *keyserlingi* Lah., *Lima* sp. indet. (?*L.* cf. *consobrina* d'Orb.), а по р. Чукен в глинистых сланцах мощностью около 800—1000 *м* также были найдены валанжинские ауцеллы.

Вблизи ст. Вяземская в мощной толще песчаников, обнажающихся по р. Вторая Седьмая, В. В. Куликовым были собраны остатки ауцелл, по мнению определявшего их Н. А. Беляевского, валанжинского облика, хотя, возможно, эти слои и фауна принадлежат более высоким горизонтам нижнего мела. Вместе с тем на р. Обор С. А. Салуном были обнаружены валанжинские отложения с *Aucella* ex gr. *keyserlingi* Lah., а затем А. А. Козловым такие же отложения с остатками ауцелл были обнаружены в бассейнах рек Матай и Подхоренок.

Вблизи г. Хабаровска, на северо-восточном побережье оз. Петропавловское в толще пород, которые раньше рассматривались как палеозойские, Е. Т. Михалина обнаружила окаменелости, определенные В. Н. Верещагиным, как остатки валанжинских ауцелл. Эти находки были подтверждены и более поздними исследованиями (Е. Б. Бельтенев, А. И. Савченко и др.), и в настоящее время здесь установлено

http://jurassic.ru/

широкое распространение толщи валанжинских алевролитов и аргиллитов, которые скорее всего являются отложениями пионерской свиты.

Как мы видели выше, в пределах Северного и Среднего Сихотэ-Алиня на широкой площади устанавливается мощная (до 3000—4000 *м*) толща, существенно состоящая из алевролитов, аргиллитов и песчаников, иногда ритмично переслоенных (флишоидного типа). Здесь же иногда наблюдаются конгломераты, залегающие (как это, например, имеет место по р. Мопау) в основании этих отложений. Возраст этой толщи определяется как валанжинский.

Как указывалось, нижняя граница валанжинских отложений достаточно уверенно устанавливается лишь в центральной части Сихотэ-Алиня, на водоразделе рек Анюя, Коппи и Хуту, в других же местах эта граница проводится условно.

Верхняя граница этих отложений определяется обычно по залеганию более молодых меловых, часто вулканогенных образований, перекрывающих с размывом и несогласно валанжинские отложения. В районе г. Комсомольска-на-Амуре валанжинские отложения перекрываются базальными конгломератами верхнего мела, залегающими с размывом и резко несогласно, или отложениями уктурской свиты барремского — альбского возраста.

Готеривский ярус

Отложения готеривского возраста на рассматриваемой территории пока твердо нигде не установлены. Нельзя исключать, конечно, что верхняя часть комсомольской серии, относимая к валанжину, по времени образования соответствует также и готериву. Необходимо отметить, что на Дальнем Востоке вообще пока нигде не установлены точно определенные готеривские отложения. На смежных территориях готерив известен на о-ве Хонсю, где он охарактеризован аммонитами, и на побережье Восточно-Сибирского моря, в низовьях р. Колымы (по р. Погынден), где он представлен отложениями с *Simbirscites* sp. В низовье рек Лены и Хатанги к готериву в известной степени условно относят слои, охарактеризованные фауной *Aucella sublaevis* Keys. и др. В связи с этим и в районе г. Комсомольска-на-Амуре, возможно, могут быть выделены отложения готерива. Однако вероятнее, что с этим временем на Сихотэ-Алине, как и на смежных территориях, связано общее поднятие и прекращение седиментации.

Возможно, однако, что осадки этого возраста накапливались в отдельных впадинах, но позднее были размыты. Наконец, нельзя исключить и того, что низы уктурской свиты, о которой будет сказано далее, по возрасту отчасти соответствуют готериву.

Баррем-апт-альбские отложения

Уктурская свита. Более молодые отложения нижнего мела, чем валанжинские, на описываемой территории долгое время оставались неизвестными. В 1955 г. В. Н. Плиеву удалось обнаружить мощную толщу осадочных отложений на правобережье р. Уктура (приток р. Хунгари), которая была выделена под названием *уктурской серии* или *свиты.*

Эта толща распространена от долины р. Хунгари вдоль правого берега р. Уктур до устья р. Окчо и далее на северо-восток. Взаимоотношение уктурской свиты с более древними отложениями осталось не установленным. Более же молодые верхнемеловые образования, видимо, несогласно и с размывом залегают на породах уктурской свиты. По данным В. Н. Плиева, в составе свиты, имеющей мощность более 1200 *м*, принимают участие сланцеватые темно-серые алевролиты с ред-

http://jurassic.ru/

кими пластами песчаников мощностью от 1,0 до 6,0 *м* и туфами среднего состава.

В верховье р. Хасанки, вблизи р. Окчо, в двух местах, на расстоянии примерно 2—3 *км* друг от друга В. Н. Плиевым была обнаружена фауна. В одном месте обнаружен обломок аммонита, который определен В. И. Бодылевским как *Spitidiscus* aff. *rotula* Sow. Таким образом, возраст слоев, включающих этот аммонит, определяется как барремский или, возможно, позднеготеривский. В другом месте обнаружены пелециподы, которые определены В. Н. Верещагиным как *Aucellina ucturiensis* Ver. Наиболее древние представители рода ауцеллин, если не считаться с указанием Д. Н. Соколова о коллекции Ф. Б. Шмидта, известны в барремских отложениях. Наиболее молодые представители, например *A. gryphaeoides* Sow., *A. nassibianci* Sok., встречаются также и в сеноманских отложениях. Таким образом, слои с ауцеллинами уктурской свиты, вероятнее всего, принадлежат к аптским или, возможно, альбским отложениям. Учитывая, что в уктурской свите найдены также и барремские аммониты, возраст ее условно пока рассматривается как баррем—альбский.

Как показали наблюдения, уктурская свита, распространенная на обширной площади, представлена главным образом очень плотными, иногда контактовоизмененными алевролитами и аргиллитами, а также андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами. Это поле развития баррем-альбской уктурской свиты оказалось ограниченным со всех сторон более молодыми меловыми образованиями и долгое время оставалось неясным, распространены ли эти отложения на соседних территориях Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, или же они полностью размыты в послеальбские эпохи поднятий и размыва. Однако Ю. М. Вдовин в 1956—1957 гг. при изучении верховьев р. Тумнин дополнительно исследовал и бассейн р. Уини. В том же самом месте, где раньше М. Г. Золотов обнаружил в черных алевролитах остатки ауцеллоподобных пелеципод, определенных Н. А. Беляевским как валанжинские ауцеллы, Ю. М. Вдовин вновь собрал коллекцию. В. Н. Верещагин, после изучения этой коллекции, пришел к выводу, что в данном случае обнаружены не ауцеллы, а сильно давленные ауцеллины и в том числе *Aucellina* cf. *aptiensis* Pomp., *A.* cf. *caucasica* Buch., *A.* cf. *ucturiensis* Ver. Таким образом, обнажающиеся здесь слои В. Н. Верещагин считал более правильным рассматривать не как слои, принадлежащие к валанжинской комсомольской серии, а как слои уктурской баррем-альбской свиты.

В 1954 г. Н. Н. Воронцов обнаружил по р. Хунгари (у устья р. Амигдаки) толщу песчаников, туфопесчаников и туфов андезитового состава с остатками ауцеллоподобных пелеципод. В. И. Бодылевский, предварительно определявший этих пелеципод, указал на их отличие от всех известных нижнемеловых форм, но высказался в пользу того, что часть из этих пелеципод напоминает валанжинских ауцелл. В. Н. Верещагин отождествляет эти формы скорее с баррем-альбскими ауцеллинами, а слои р. Амигдаки относит к уктурской свите.

Исключительный интерес представляет находка И. П. Бойко в 1962 г. остатков пелеципод и аммонитов на левобережье Амура против пос. Шелехово у устья р. Дурал. Это обнажение в 1954—1957 гг. изучалось А. И. Савченко и А. И. Фрейдиным, а в 1962 г. И. П. Бойко, Е. Б. Бельтеневым и Т. В. Стасюкевич. По их данным, выше устья р. Дурал вдоль берега обнажается довольно мощная пачка (50—100 *м*) конгломератов, главным образом мелкогалечниковых. Конгломераты падают на юго-восток под углом 50—60°, но, вероятно, в данном месте пласты запрокинуты. А. И. Фрейдин рассматривал эти конгломераты

http://jurassic.ru/

как базальные для ларгасинской свиты верхнего мела. В конгломератах встречена обильная галька алевролитов и аргиллитов и многочисленные конкреции мергеля. В двух конкрециях И. П. Бойко обнаружены остатки хорошо сохранившихся аммонитов и пелеципод, среди которых В. Н. Верещагин определил *Tetragonites* aff. *duvalianus* Orb., *Aucellina pekulnejensis* Ver. (in MS), *A. kamtschatica* Ver. (in MS), *A.* aff. *caucasica* Buch.

Таким образом, принадлежность конкреции и слоев ее содержащих к баррем(?)-аптским отложениям не вызывает сомнения и, следовательно, эта находка дает прямое указание на распространение здесь уктурской свиты.

Кроме северных районов рассматриваемой территории уктурская свита в настоящее время обнаружена и на довольно широких площадях в районе западных склонов Сихотэ-Алиня, по правому берегу Амура, ниже устья р. Анюй, в низовьях Хора, в районе ст. Вяземской, в низовьях р. Бикина и на Уссури. Открытие этих отложений здесь связано с работами Е. Т. Михалиной, А. А. Козлова, Н. А. Смирнова и Б. Я. Черныша.

В 1958 г. Е. Т. Михалина обнаружила на Амуре, к югу от устья р. Анюй около пос. Муха, толщу темно-серых алевролитов, содержащих остатки иноцерамов и *Tetragonites* cf. *duvalianus* Orb.

В 1960 г. А. А. Козлов проследил несколько небольших площадей распространения уктурской свиты на водораздельном пространстве рек Матай и Подхоренок. По правому берегу р. Хасами, в ее низовьях почти при впадении ее в р. Матай, были вскрыты (снизу):

1. Алевролиты с линзами и прослоями аргиллитов с остатками аммонитов и ауцеллин . .	200 *м*
2. Алевролиты сильно глинистые с линзами аргиллитов, также с остатками ауцеллин . .	170—200 „
3. Аргиллиты светло-серые и желтовато-серые тонкополосчатые с остатками ауцеллин . .	100 „
4. Алевролиты песчанистые, с остатками ауцеллин более	100 „
Общая мощность толщи около 600 *м*	

Как показало изучение В. Н. Верещагиным остатков фауны, большинство из ауцеллин относится к *Aucellina* aff. *aptiensis* Pomp., *A.* sp. nov.

Таким образом, очевидно, эти слои принадлежат к уктурской свите.

Несколько севернее в районе г. Сукпай в 1936 г. И. Г. Козловым были обнаружены глинистые сланцы с остатками астарт, определявшихся предварительно как юрские. Но, по новым данным, эти отложения и фауна скорее всего относятся к уктурской серии.

В районе ст. Вяземской, на водоразделе рек Первая и Вторая Седьмая, в их верховье уже давно известно распространение мощной толщи сильно ороговикованных алевролитов и аргиллитов. Ранее в этих слоях были обнаружены остатки иноцерамов, ошибочно определявшихся как юрские. В 1961 г. Н. Ф. Смирновым в этих же слоях были обнаружены остатки пелеципод. В. Н. Верещагиным после препарировки эти пелециподы были определены как *Aucellina*(?) sp. indet. Сходство их с ауцеллинами уктурской свиты очень большое, и по мнению В. Н. Верещагина, принадлежность этих слоев к уктурской свите наиболее вероятна.

Наиболее южной, вернее юго-западной, точкой развития уктурской свиты является низовье р. Бикина и правобережье р. Уссури. В 1938 г. А. З. Лазаревым на правом берегу р. Бикина у пос. Верхний Красный Перевал были изучены обнажения алевролитов и аргиллитов с остат-

http://jurassic.ru/

ками плохо определимых пелеципод — нукуль и др. Эти отложения и фауна определялись как юрские. В 1962 г. Б. Я. Черныш вновь изучил эти отложения и обнаружил здесь многочисленные и хорошо сохранившиеся остатки *Aucellina* cf. *caucasica* Buch., *A.* cf. *ucturiensis* Ver. Им же найдены на правом берегу р. Уссури остатки аммонитов *Tetragonites* cf. *duvalianus* Orb. Эти находки свидетельствуют о принадлежности этих слоев к уктурской свите.

В Самурском хребте, в толще, которая раньше рассматривалась как юрская (Н. А. Беляевский, К. М. Худолей) Б. Я. Черныш обнаружил остатки аммонитов, определенные В. Н. Верещагиным как нижнеаптские *Deshayesites* cf. *consobrinoides* Sinzov. Вся эта толща также должна быть отнесена к уктурской свите.

Более обширная площадь развития уктурской свиты в настоящее время открыта и на восточных склонах Сихотэ-Алиня в бассейне р. Имана, а также в бассейне р. Коппи и в верховье р. Бикина. В верховье р. Бикин В. И. Надежкин обнаружил альбские аммониты *Sonneratia* sp. и *Silesites* sp. в мощной толще более 1000 *м* темных алевролитов, обнажающихся по кл. Плотникову, впадающему в р. Бикин справа выше рек Улунги и Зевы. Ранее эти отложения очевидно, ошибочно относились к юре.

Как видно из изложенного, в баррем-апт-альбское время на Северном и Среднем Сихотэ-Алине и в Нижнем Приамурье на широких площадях имело место накопление морских терригенных, а местами также и вулканогенных образований уктурской свиты.

Анализ имеющегося материала по осадочным образованиям баррем-апт-альба и вулканогенным породам, переслаивающимся с ними, позволяет высказать предположение о более широком распространении их, чем это было известно до настоящего времени. В частности, можно относить к образованиям этого же возраста толщу пород, обнажающихся на левом берегу Амура между заливами Ситога и Медвежий. Ранее она рассматривалась Е. Б. Бельтеневым и А. И. Савченко как нижняя часть выделенной ими ситогинской свиты сеноман-туронского возраста.

Позднее Е. Б. Бельтенев стал рассматривать эти отложения как горнопротокскую свиту и сопоставлять ее с уктурской свитой баррем-альбского возраста. Эта толща общей мощностью 574 *м* сложена главным образом алевролитами, содержащими прослои песчаников или линзы их. В верхней части толщи с алевролитами переслаиваются пластовые тела порфиритов, их туфов и лавоконгломератов.

В породах толщи у залива Ситога и Медвежий нередко наблюдаются обломки раковин пелеципод. Характерной литологической особенностью ее является повышенная, по сравнению с другими осадочными толщами мела, карбонатность, проявляющаяся в образовании мелких желваков или линз мелкокристаллических известняков, иногда содержащих органические остатки, иногда лишенных их.

Вулканические породы этой толщи представлены пироксеновыми и плагиоклазовыми андезитовыми порфиритами нормальной или несколько повышенной основности, а также туфами этих порфиритов. Нередки линзы частично перемытых туфов и слои песчаников, содержащие в качестве обломочного материала вулканические породы — туфы и примесь пирокластических частиц. Толща перекрывается несогласно конгломератами, состоящими из хорошо окатанных и обильных галек песчаников и реже порфиритов и кремнистых пород. Последние лучше обнаруживаются в грубом песчаном цементе конгломерата. С конгломератов, имеющих мощность около 200 *м*, начинается более молодая, стратиграфически вышележащая толща морских существенно алевро-

http://jurassic.ru/

литового состава пород, уже не содержащая вулканических продуктов. Остатки ископаемой фауны в ней свидетельствуют о ее сеноман-туронском возрасте.

Рассматриваемая предположительно баррем-апт-альбская толща соприкасается с более древней — нижнеюрской киселевской свитой по тектоническому контакту. По-видимому, к образованиям баррем-апт-альба относится также толща пород мощностью около 1500 *м*, выходящая в береговых обнажениях на мысе Жолмых в юго-западной части оз. Удыль. Она была изучена и выделена как удыльская свита раннеюрского возраста Л. И. Красным, затем ее описал И. И. Тучков как новоудыльскую свиту, принадлежащую, по его мнению, к верхневолжскому ярусу, а еще позднее — А. Ф. Майборода вслед за Е. Б. Бельтеневым выделил ее как горнопротокскую свиту сеноман-туронского возраста. В 1959 г. толща изучалась З. П. Потаповой. Палеонтологическая характеристика толщи еще далеко недостаточна, чтобы можно было уверенно говорить о ее возрасте. К образованиям баррем-апт-альба ее предлагается относить на основании характерных литологических особенностей, присущих только образованиям этого возраста.

Описываемая толща залегает несогласно на отложениях нижнеюрской киселевской и валанжинской пиванской свит. Она начинается полимиктовыми конгломератами мощностью 45 *м*, содержащими гальки подстилающих пород. В ее строении принимают участие главным образом алевролиты и глинистые сланцы, содержащие прослои песчаников, пластовые тела порфиритов, слои туфов и реже туфобрекчий. В отдельных горизонтах алевролитов содержится большая примесь пирокластического материала, часто в виде очень крупных угловатых глыб порфиритов или мелких бомб и лапиль. Отчетливо выступает известковистость, которая проявилась в образовании желваков и линз известняка или мергеля в алевролитах, при этом размеры их значительно большие, чем в аналогичной толще на левобережье Амура. Вулканические породы образуют в этой толще пластовые тела пироксен-роговообманковых диабазовых порфиритов мощностью 2 *м* и редко более, а также слои кристаллокластических туфов состава основных порфиритов и реже дацитов.

Восточнее, на западном склоне Северного Сихотэ-Алиня намечается еще одна область небольшого распространения образований предположительно баррем-апт-альбского возраста, расположенная в районе ст. Сихотэ Комсомольско-Совгаванской железной дороги. Здесь на толще алевролитов, содержащих редкие растительные остатки *Podozamites* sp., *Pityophyllum* sp., *Taeniopteris* sp., принадлежащие, по мнению изучавшего их В. А. Вахрамеева, к верхним горизонтам нижнего мела, залегает толща мощностью, по-видимому, не более 80—100 *м* миндалекаменных пироксеновых андезитовых порфиритов зеленого и вишнево-красного цвета, собранная в сложные складки северо-западного простирания, иногда запрокинутые на запад. Эта толща с угловым несогласием перекрывается толщей туфов фельзитовых порфиров позднемелового возраста. На ее простирании в юго-западном направлении, в толще существенно песчаниковых пород, в районе водораздела р. Хунгари и ее левого притока р. Амигдаки были обнаружены прослои туфов среднего состава с фауной *Aucellina*(?) sp. баррем-апт-альбского возраста. Однако отсутствие органических остатков в самой вулканической толще и неясное еще ее взаимоотношение с подстилающей толщей алевролитов заставляют пока рассматривать эти вулканические образования условно как баррем-апт-альбские.

На левобережье Амура, в среднем течении р. Холдоми пользуется распространением так называемая холдоминская свита, которая видимо

http://jurassic.ru/

является аналогом, но иного фациального состава, уктурской свиты. Она залегает с угловым несогласием на отложениях юры и мела и перекрывается толщей кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и их туфов, содержащих растительные остатки позднемелового возраста.

Холдоминская свита представляет собой 700-метровую толщу многократного переслаивания полимиктовых конгломератов, гравелитов, полимиктовых песчаников, туфов, туффитов, углистоглинистых сланцев с обильным растительным детритусом и реже глинистых сланцев. В составе ее имеются также пластовые тела кварцевых порфиров или фельзит-порфиров, принимавшиеся некоторыми исследователями за покровные образования. Однако детальное изучение этих тел, проведенное З. П. Потаповой, показало, что они являются в этой толще силлами позднемеловых кварцевых порфиров *. Туфы в этой толще по составу являются андезитовыми, андезито-дацитовыми и реже дацитовыми.

Отсутствие в данной толще туфов грубой размерности и туфобрекчий, а также более кислый состав туфов, чем состав наблюдающихся вулканических пород в уктурской свите, позволяют думать, что источником их накопления были вулканические извержения в удаленных более западных районах Дальнего Востока, как, например, на территории Баджальского хребта, где теперь установлены вулканические образования этого возраста. Таким образом, холдоминскую туфогенно-осадочную свиту правильнее рассматривать как паравулканогенную толщу прибрежно-морского происхождения **.

Как видно из характеристики образований баррем-апт-альбского возраста, они представлены главным образом терригенными породами морского происхождения. Однако в ряде мест в составе их появляются вулканические породы. Последние в пределах площади распространения уктурской свиты не образуют мощных и протяженных накоплений, так как обязаны деятельности вулканов центрального типа. Вулканические продукты представлены пироксеновыми и пироксен-роговообманковыми андезитовыми, андезитобазальтовыми и редко дацитовыми порфиритами и их туфами. Наряду с этим наблюдаются разнообразного состава туфогенно-осадочные породы — туффиты, туфопесчаники, туфо-алевролиты. Вулканогенному комплексу всегда сопутствуют своеобразного состава терригенные породы — песчаники, конгломераты, редко алевролиты, обломочный материал которых представлен вулканическими породами свиты. Эти породы часто содержат примесь туфового материала, который по составу соответствует лавовым породам свиты ***.

Из приведенного описания можно судить о несомненности вулканических извержений в отрезке времени от баррема до альба. Последние протекали в обстановке морского осадконакопления в геосинклинальной области. Почти полное отсутствие в составе свиты кремнистых пород, во всяком случае в заметных количествах, позволяет предполагать, что вулканические извержения начинаясь в обстановке мелкого моря быстро переходили в субаэральные условия.

Морской бассейн баррем-апт-альбского времени Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья широко соединялся с более северным Анадырско-Корякским морским бассейном, где накапливалась терригенно-вулканогенная айнынская серия осадков.

---

* В составе холдоминской свиты имеются пачки кварцевых порфиров и их туфов.— *Прим. ред.*

** Этот взгляд не разделяется другими геологами.— *Ред.*

*** З. П. Потапова называет их «синвулканомиктовыми», подчеркивая тем самым геологическую синхронность их образования с толщей собственно вулканических пород.— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Размеры баррем-альбского моря юго-востока Хабаровского края, по-видимому, лишь незначительно уступали размерам валанжинского моря, хотя западная береговая линия, вероятно, располагалась несколько восточнее.

В ряде мест Северного и Среднего Сихотэ-Алиня распространены нижнемеловые отложения, точное стратиграфическое положение которых еще недостаточно установлено. В толще чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью, очевидно, около 1000 *м*, обнажающейся на водоразделе рек Верхняя Удома и Мули, Ю. М. Вдовиным и И. И. Тучковым в 1956 г. были обнаружены пласты с остатками растений. Например, в слоях вблизи Кузнецовского разъезда найдены остатки *Podozamites* sp., *Pityophyllum* sp., *Taeniopteris* sp.

Вероятно, к нижнему мелу должны быть отнесены и отложения, вскрытые скважиной в верховье р. Немпту. В керне этой скважины (с глубины около 180 *м*) С. П. Воскресенским были обнаружены плохо сохранившиеся остатки пелеципод (*Pecten*? sp. indet) и остатки растений. И. Н. Сребродольской отсюда были определены *Cladophlebis* sp. aff. *Cl. exiformis* (Geul) Oichi. Возраст отложений, вскрытых этой скважиной, определяется как ранний мел или, что менее вероятно, поздняя юра.

К нижнему мелу относится и понихезская свита, развитая по р. Понихезе, впадающей в р. Лимурчан, правый приток р. Бикина. Эта свита представлена песчаниками и алевролитами и содержит растительные остатки *Onychiopsis* cf. *latiloba* (Font) Berry и *Dycotilophyllum* sp. Эти остатки, определенные А. Н. Криштофовичем, сближают в отношении возраста понихезскую свиту с сучанской серией Южного Приморья, т. е. указывают на апт-альбский возраст свиты.

Верхний мел

В низовьях Амура, на Северном и Среднем Сихотэ-Алине широко распространены не только нижнемеловые, но и верхнемеловые, главным образом морские терригенные отложения (рис. 32). В меньшей мере развиты вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования, преимущественно континентальные.

Верхнемеловые образования подразделяются на три части: нижнюю, представленную ларгасинской свитой сеноман-туронского возраста, среднюю, — удоминской свитой турон-нижнесенонского возраста, и верхнюю — мощной толщей вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, образовавшихся в течение позднего сенона и дата.

Сеноман-туронские отложения

Ларгасинская свита. Название эта свита получила по р. Ларгасе, левому притоку р. Тумнин. В разрезе, изученном Е. Б. Бельтеневым в верховьях р. Тумнин, последовательно (снизу вверх) обнажаются следующие пачки слоев. Внизу залегают песчано-глинистые сланцы темно-серого цвета мощностью 500—600 *м*, содержащие створки крупных *Inoceramus* sp. indet. Выше наблюдается пачка мощностью 25 *м* серых алевролитов с обуглившимися остатками растений. На них залегают серые песчано-глинистые сланцы со следами ходов червей мощностью 80 *м*, еще выше — тонко переслаивающиеся ржаво-бурые песчаники и серые алевролиты — 100 *м*, а затем серые среднезернистые песчаники с многочисленными мелкими угловатыми обломками черных алевролитов в качестве зерен. Мощность песчаников около 80 *м*.

http://jurassic.ru/

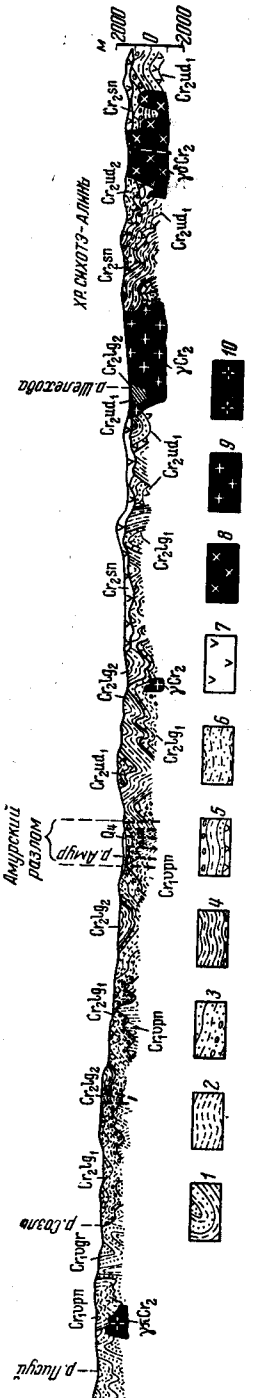


Рис. 32. Геологический разрез района Нижнего Приамурья вблизи с. Шелехово (по А. И. Фрейдину и Ю. Я. Лившицу, 1957)

1 — горинская свита — грубое переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов (Cr_1ygr); *2* — пионерская свита — аргиллиты, редкие прослои алевролитов и песчаников (Cr_1upn); *3* — ларгасинская свита (нижняя подсвита) — песчаники; конгломераты, аргиллиты, алевролиты (Cr_2lg_1); *4* — ларгасинская свита (верхняя подсвита) — алевролиты и аргиллиты, реже песчаники (Cr_2lg_2); *5* — удоминская свита (нижняя подсвита) — песчаники и алевролиты, пластовые тела порфиритов, конгломераты (Cr_2ud_1); *6* — удоминская свита (верхняя подсвита) — полимиктовые и туфогенные песчаники (Cr_2ud_2); *7* — порфириты и их туфы (Cr_2sn); *8* — гранодиориты — ($\gamma\delta Cr_2$); *9* — биотитовые граниты (γCr_2); *10* — гранит-порфиры ($\gamma\pi Cr_2$)

Стратиграфически выше встречена пачка песчаников мощностью 100 *м*, переслаивающихся с серыми алевролитами. Выше этой пачки лежит толща в 250—300 *м* темно-серых слоистых алевролитов с остатками *Inoceramus* ex gr. *concentricus* Park., (по-видимому, var. *nipponicus* Nagao et Mat.), In. sp., *In.* aff. *striatoconcentricus* Gumb., *Lima* sp., *Vermetes* sp., *Hemiaster* sp. indet.

Венчается разрез ларгасинской свиты песчано-глинистыми сланцами с прослоями мелкозернистых песчаников, мелкогалечных конгломератов, седиментационных брекчий и пачкой тонкого переслаивания песчаников и алевролитов. Общая мощность этих слоев 240—270 *м*. Общая мощность ларгасинской свиты более 1700 *м*. Еще выше с размывом залегает удоминская свита.

Возраст ларгасинской свиты в верховьях р. Ларгасы может рассматриваться как сеноманский или сеноман-туронский, на что указывают найденные в ее породах остатки *Inoceramus* ex gr. *concentricus* Park. (*Inoceramus* cf. *concentricus* Park. var. *nipponicus* Nagao et Mat.).

От верховьев р. Тумнина ларгасинская свита почти непрерывно прослеживается в бассейны рек Уктур и Хунгари и лишь местами не выходит на поверхность, будучи скрыта под отложениями вышележащей удоминской свиты или верхнемеловых эффузивов.

В районе между станциями Кун и Хунгари, на правобережье р. Хунгари, В. Н. Плиевым были установлены отложения, называвшиеся им первоначально кунской свитой, являющейся, очевидно, полным аналогом ларгасинской свиты. Эти отложения в нижней своей части состоят из пачки песчаников мощностью около 80 *м*, переходящей вверх в толщу мощностью до 400 *м* сланцеватых алевролитов с редкими прослоями песчаников, достигающих мощности 3 *м*. Выше лежат тонколистоватые сланцы и косослоистые тонкопереслаивающиеся алевролиты и песчаники суммарной мощностью до 1000 *м*, а затем аспидные или кровельные сланцы мощностью до 400 *м*. Суммарная мощность этих отложений не менее 1800 *м*. В сланцах В. Н. Плиевым найдены иноцерамы,

http://jurassic.ru/

определенные В. Н. Верещагиным как *Inoceramus* ex gr. *hobetsensis* Hagao et Mat., а Т. Д. Зоновой и П. П. Емельяновым найдены, определенные О. И. Шмидт, морские ежи из рода *Hemiaster* sp.

Нижняя и верхняя границы ларгасинской свиты на севере Сихотэ-Алиня недостаточно точно установлены, но, по мнению В. Н. Плиева, эта свита несогласно перекрывает уктурскую свиту, а сама несогласно перекрывается удоминской свитой.

Последующими работами это предположение В. Н. Плиева было отчасти подтверждено. Хотя ряд исследователей считают, что ларгасинская свита согласно залегает на уктурской.

По правому и левому берегам Амура ларгасинская свита выходит на поверхность лишь в отдельных обнажениях. Однако состав ее сохраняет общие черты, а главное во многих местах в породах свиты обнаружены остатки морской фауны. Одним из важнейших местонахождений фауны, характеризующим эту свиту, является карьер у шоссейной дороги в долине р. Туганины. Впервые в этом карьере А. И. Савченко собрал многочисленных, но недостаточно хорошо сохранившихся ископаемых пелеципод, аммонитов и морских ежей, а также окаменелые остатки представителей других животных: *Inoceramus* cf. *concentricus* Park. var. *nipponicus* Nagao et Mat., *In.* ex gr. *yabei* Nagao et Mat., *Pecten* sp., *In. tuganinensis* Ver. sp. nov. (in MS), *Lima* sp., *Vermetus* sp., *Dentalium* sp., *Acila* sp. indet., *Nucula* sp. indet.

В этом списке первые две формы очень сходны с иноцерамами гиляцкой серии Хоккайдо и Сахалина, а весь в целом комплекс ископаемой фауны весьма близок к тому, который установлен в слоях у Вассинской протоки, ранее описанной Г. Я. Крымгольцем из коллекции Л. И. Красного, и в слоях ларгасинской свиты в верховьях р. Тумнин (сборы Е. Б. Бельтенева).

Таким образом, ларгасинская свита может рассматриваться как возрастной аналог сеноман-туронской гиляцкой серии Сахалина.

В последнее время Б. Я. Абрамсон, Л. С. Устинова, Е. Б. Бельтенев и А. И. Фрейдин при изучении участка Амура между устьем р. Горин и с. Софийск, установили широкое распространение ларгасинской свиты, залегающей, по их мнению, резко несогласно на складчатом фундаменте, состоящем из валанжинских и более древних образований. На левобережье Амура в основании серии залегают базальные конгломераты, гальки которых состоят из кремнистых сланцев, песчаников и алевролитов. Мощность этих конгломератов меняется от 100—150 до 5—10 *м*. Местами конгломераты постепенно переходят в грубозернистые и мелкозернистые песчаники. Эти конгломераты особенно хорошо прослеживаются на левобережье Амура к северу от устья р. Горин, где они еще в 1932 г. были установлены Н. П. Саврасовым, но приняты им за юрские конгломераты (сомнинская свита).

А. И. Фрейдин и Ю. Я. Лифшиц для района, прилегающего к с. Нижняя Тамбовка выделяют в составе ларгасинской свиты две подсвиты: нижнюю и верхнюю. В основании нижней подсвиты залегают:

Базальный конгломерат мощностью	10—25 *м*
Темно-серые среднезернистые песчаники . . .	80 „
Песчаники с галькой алевролитов.	280—300 „
Темно-серые рассланцованные алевролиты . .	20 „
Песчаники	100 „
Алевролиты	10 „
Песчаники	50 „
Алевролиты темно-серые	40 „
Песчаники	50 „
Алевролиты	20 „
Песчаники	40 „

http://jurassic.ru/

Суммарная мощность нижней подсвиты более 700 *м*. Верхняя подсвита состоит из алевролитов, аргиллитов, мелкозернистых песчаников и тонкого переслаивания этих же пород. Общая мощность подсвиты около 670 *м*. Общая мощность всей свиты на этом участке около 1300 *м*.

Б. Я. Абрамсон в бассейне р. Лимури наблюдал лишь отдельные части ларгасинской свиты, которую он делит на три части: нижнюю, среднюю и верхнюю. Сейчас имеются основания относить к этой свите только две верхние части. Что же касается нижней части, то не исключена возможность, что она относится к более древним отложениям — к уктурской свите.

К средней части свиты Б. Я. Абрамсон относит толщу песчаников, переслаивающихся с подчиненным количеством сланцеватых алевролитов общей мощностью около 200 *м*, обнажающуюся по левому берегу р. Лимури, ниже устья р. Бол. Хормы и у устья р. Амуркан, а также вблизи с. Тунгуски. В последнем районе в этой толще встречаются многочисленные прослои седиментационных брекчий. Общая мощность этой части свиты оценивается Б. Я. Абрамсоном в 1700 *м*. В слоях свиты обнаружены обломки *Inoceramus* sp. indet и *Hemiaster* sp.

Верхняя часть свиты сложена главным образом алевролитами с редкими прослоями песчаников, причем вверху количество песчаников увеличивается. Мощность определена условно (вероятно, с завышением) в 1800 *м*. В этой части разреза найдены *Inoceramus* cf. *concentricus* Park. var. *nipponicus* Nagao et Mat., *Acila (Truncacila)* aff. *bivirgata* Sow. и фрагменты морских ежей. Вероятно, среди этих же слоев найдены и остатки фораминифер *Globigerina*(?) sp., *Miliolidae*(?) sp., *Ammobaculites*(?) sp., *Cristellaria*(?) sp. (определение В. Т. Балахматовой).

В более южных районах Среднего Сихотэ-Алиня к ларгасинской свите предположительно могут быть отнесены отложения, установленные Н. Н. Пагольским в бассейне р. Самарги.

Н. Н. Пагольский характеризует эти отложения главным образом как мощную толщу чередующихся алевролитов, песчаников и аргиллитов.

Так как органические остатки в описанных слоях пока не обнаружены, то и принадлежность этих слоев к ларгасинской свите можно считать условной.

Породы ларгасинской свиты, вероятно, распространены и в бассейне р. Тудур (р. Мачтовая).

К ларгасинской свите, по-видимому, относятся отложения, распространенные в низовьях Амура — у Вассинской протоки и на побережье оз. Удыль. По И. И. Тучкову, это так называемая вассинская серия, а по Е. Б. Бельтеневу, А. Ф. Майборода и А. И. Савченко — ситогинская свита.

Можно предполагать, что ларгасинская свита пользуется значительно более широким распространением на описываемой территории.

Туронские и сенонские отложения

Удоминская свита. Название удоминская свита было предложено одновременно с названием ларгасинской свиты для наиболее молодых из существенно терригенных отложений мелового возраста, главным образом морского происхождения, слагающих верхнюю часть толщи, обнажающейся в бассейнах верхнего течения р. Тумнин и р. Нижн. Удомы. Разрез этой свиты в верховьях р. Тумнин по ее притокам Ларгаса, Утуни и Эльга был изучен в 1955 г. Е. Б. Бельтеневым, а в вер-

http://jurassic.ru/

ховье р. Нижн. Удомы В. Н. Плиевым, которому удалось собрать в этой свите моллюсков, на основании которой был определен турон-нижнесенонский возраст свиты. В бассейне этих рек удоминская свита залегает стратиграфически выше ларгасинской свиты, но по р. Нижн. Удоме взаимоотношения их между собой недостаточно выяснены, хотя В. Н. Плиев и предполагает между ними несогласие в залегании. В верховье р. Тумнин, по данным Е. Б. Бельтенева, удоминская свита согласно залегает на породах ларгасинской серии, но в ее основании имеются маломощные базальные конгломераты и песчаники, что может указывать на размыв в предудоминское время. Последовательно снизу вверх Е. Б. Бельтеневым устанавливается следующее чередование пачек и слоев. Нижняя часть свиты, выделенная под названием нижнеудоминской подсвиты, начинается маломощными конгломератами, выше которых лежит пачка мощностью около 400 *м* желтовато- и зеленовато-серых тонкозернистых песчаников и алевролитов с обломками каменного угля и множеством обугленных остатков растений, а также с линзами мелкогалечных конгломератов. Выше лежит пачка мощностью около 300—350 *м* средне- и тонкозернистых песчаников и алевролитов с линзами гравелитов. В песчаниках обнаружены остатки *Gleichenia zippei* (Corda) Heer, *Asplenium* cf. *dicksonianum* Heer (определения М. О. Борсук).

Верхнеудоминская подсвита в основании представлена серыми песчаниками с карбонатным цементом мощностью 80 *м*. В этой пачке обнаружены остатки *Trigonia* cf. *pocilliformis* Yok. var. *sachalinensis* Yabe et Nagao, *Tr.* sp. nov., *Liostrea* sp., *Modiola* (?) sp. indet. и др. Стратиграфически выше залегает толща мощностью около 600—700 *м* среднезернистых песчаников, с обломками угловатых алевролитов, с пачкой характерных туфогенных узорчатых песчаников. Еще выше наблюдается толща мощностью 800—1000 *м* туфогенных грубозернистых песчаников серого и зеленовато-серого цвета и маломощных прослоев и линз сланцеватых алевролитов. В верхней части этой толщи количество туфогенного материала в песчаниках резко увеличивается и появляются прослои туфов порфиритового состава. Общая мощность удоминской свиты 2500 *м*.

Через водораздел рек Тумнин — Нижняя Удома эти отложения распространяются на юго-запад в бассейны рек Нижн. Удома и Уктур, где ими сложены крупные площади. Здесь, по данным В. Н. Плиева, они представлены аркозовыми и полимиктовыми, туфогенными песчаниками (узорчатыми) с обилием растительного детрита. Песчаники переслаиваются с редкими пластами аргиллита и характерных алевролитов со скорлуповатой отдельностью. Измеренная мощность удоминской свиты в этом районе около 800—900 *м*. По правобережью р. Нижн. Удомы несколько ниже устья р. Кеву-Ке в песчаниках найдены два ракушняковых горизонта мощностью 0,3 и 0,5 *м*, разделенные слоем песчаника 0,6 *м*. В ракушняках В. Н. Плиевым собраны обильные остатки битой ракуши пелеципод и гастропод *Actaeonella gracilis* Pčel., *Act. orientalis* Pčel., *Actaeonella* sp., указывающие на нижнесенонский возраст этих отложений.

Восточнее, в 5 *км* выше по течению р. Нижн. Удомы, в слоях, расположенных стратиграфически несколько ниже, также найдены многочисленные остатки пелеципод и гастропод: *Acila (Truncacila)* aff. *bivirgata* Sow., *Turritella* sp., *Ostrea* sp., *Trigonia* sp. Несколько восточнее в бассейнах рек Уини и Аты (притоки р. Тумнин) также распространены отложения удоминской свиты, в которых П. П. Емельянову удалось собрать остатки морских ежей, а позднее на р. Тумнин вблизи устья р. Аты и аммонитов, напоминающих сенонских *Kossmaticeras* sp.

http://jurassic.ru/

Значительно более крупная площадь развития удоминской свиты установлена в долине Амура на участке между Чаятынским хребтом и сел. Нижн. Тамбовка, которая далее на юг продолжается вдоль долины р. Мачтовой (р. Тудур) и еще далее через водораздел до оз. Хумми. В пределах этой площади разрез свиты на севере изучен Б. Я. Абрамсоном, а на юге А. И. Фрейдиным. Б. Я. Абрамсон считает, что удоминская свита залегает несогласно и с размывом на породах ларгасинской свиты. В ее основании установлены базальные конгломераты. Удоминская свита здесь делится на две подсвиты: нижнеудоминскую и верхнеудоминскую. Нижнеудоминская подсвита, как уже отмечено, начинается конгломератами, состоящими из галек размером 2—3 *см* кремнистых сланцев, песчаников, алевролитов и кварца. Вверх по разрезу конгломераты постепенно переходят в грубозернистые и затем среднезернистые песчаники. Верхнеудоминская подсвита, обнажающаяся по правобережью Амура, у оз. Кадинского и в других местах состоит из песчаников, нередко туфогенных, переслаивающихся с алевролитами, также туфогенными, иногда ритмично переслоенных, с чередованием прослоев мощностью 20—30 *см*. Вверху подсвиты значительно увеличивается количество вулканогенного материала в песчаниках и появляются прослои туфов порфиритов. Общая мощность удоминской свиты в этом районе определяется примерно в 2000 *м*.

В породах свиты, в обнажениях вдоль р. Юдинки, собраны остатки *Hemiaster amurensis* Schm., *H. judinkensis* Schm., а также *Variamussium* sp., *Nuculana* sp., *Nucula* sp. indet. и др.

А. И. Фрейдин для южной части описываемого района делит удоминскую свиту на две подсвиты. Нижняя удоминская подсвита состоит из следующих пачек пород (снизу).

1.	Тонкое флишоидное чередование серых мелкозернистых песчаников и черных алевролитов	20 *м*
2.	Серые песчаники	3 „
3.	Флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов	60 „
4.	Алевролиты	25 „
5.	Песчаники с тонкими прослоями алевролитов	25 „
6.	Флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов	45 „
7.	Алевролиты с прослоями песчаников	25 „
	Общая мощность разреза 203 *м*.	

Выше залегают песчаники, алевролиты и аргиллиты. Северо-восточнее пос. Шелехово, на правом берегу Амура, в составе подсвиты преобладают конгломераты, угленосные отложения, а также пластовые тела эффузивов. Общая мощность нижней подсвиты оценивается А. И. Фрейдиным и Ю. Я. Лифшицем в 1700 *м*.

Верхняя удоминская подсвита мощностью 700—800 *м* состоит из песчаников, в значительной степени туфогенных.

К удоминской свите относятся отложения, обнажающиеся на побережье оз. Удыль у так называемой резиденции и севернее оз. Удыль. Это мощная толща алевролитов и аргиллитов, сильно дислоцированных и контактово-измененных. В них содержатся остатки крупных иноцерамов, в том числе *Inoceramus* ex gr. *schmidti* Mich., *In.* aff. *balticus* Boehm. Из-за очень плохой сохранности фауны возраст этих отложений определить точно не удается, но в данном случае они относятся скорее всего к сенонским образованиям. Песчаники, обнажающиеся на берегу Амура, у пос. Кальма, которые И. И. Тучков описал как особую кальминскую свиту, правильнее рассматривать как принадлежащие удоминской свите.

http://jurassic.ru/

Обширные площади распространения удоминской свиты теперь установлены также в восточной части Среднего Сихотэ-Алиня, в бассейне р. Самарги в верховьях р. Бикина, а также, по-видимому, р. Коппи и в верховьях р. Анюя.

Работами В. Г. Плахотника, А. С. Тишиной и Р. Г. Заикиной полный разрез удоминской свиты, хорошо охарактеризованный морской фауной и растительными остатками, установлен в низовьях р. Самарги у устья р. Кукси. Здесь обнажается толща песчаников, отчасти туфогенных, с пачками алевролитов суммарной мощности более 1000 *м*. В этих породах обнаружены остатки *Actaeonella* cf. *orientalis* P č e l., *Ac.* cf. *crassa* P č e l., *Inoceramus* cf. *tichlajawajamensis* V e r., *Acila* sp. и др.

Возраст этих слоев скорее всего раннесенонский. Эти же слои В. Г. Плахотником, а в последнее время также В. И. Надежкиным обнаружены на р. Бикине у устья р. Улунги, где они также содержат остатки *Actaeonella* sp. Еще раньше здесь были обнаружены морские ежи *Hemiaster* sp., *Linthia*(?) sp., *Acila* sp., *Inoceramus* sp.

На западе Сихотэ-Алиня в Вяземском районе и в бассейне р. Хор исследованиями Ю. Г. Струве, Г. И. Степанова, А. И. Савченко и А. А. Козлова обнаружены аналоги удоминской свиты, представленные мощной толщей песчаников, в значительной степени туфогенных, алевролитов и аргиллитов. В них содержатся остатки двудольных растений, морские ежи *Hemiaster* sp., устрицы, экзогиры и т. д., т. е. комплекс органических остатков обычный для удоминской свиты.

Позднесенонские и датские образования

Позднесенонское и датское время ознаменовалось на рассматриваемой территории интенсивной вулканической деятельностью. В результате ее накопились в отдельных участках территории мощные толщи вулканических пород различного состава. Наиболее ранние вспышки вулканизма имели место еще в нижнем сеноне. Они запечатлелись образованием небольших слоев туфов и реже покровов андезитовых порфиритов в верхней части удоминской свиты. Однако эти вспышки были лишь незначительными эпизодами на фоне спокойной морской седиментации и не создали собственно вулканических толщ.

Наибольшей силы вулканические процессы достигли, по-видимому, в кампане или, возможно, даже в начале маастрихта и продолжались с перерывами до конца датского времени. Именно в этот отрезок времени и накопились собственно вулканические толщи или свиты позднемелового возраста. В это же время наиболее четкую локализацию приобрели и области активного вулканизма. Имеющиеся материалы указывают на четыре вспышки вулканизма в позднесенонское и датское время.

Больбинская свита. Стратиграфически выше образований удоминской свиты и согласно на ней залегает толща с преобладанием вулканических пород, в составе которой однако еще принимают участие нормально-осадочные терригенные породы морского происхождения. Эта толща впервые была выделена в самостоятельную свиту Б. Я. Абрамсоном в 1956 г. на мысе Больба, на правобережье Амура, ниже пос. Циммермановки. Б. Я. Абрамсон рассматривал ее как континентальную толщу, залегающую на удоминской свите несогласно. Изучение же З. П. Потаповой аналогичной толщи, но более полно представленной, севернее, у пос. Тыр на правобережье Амура, не подтвердило этого положения.

http://jurassic.ru/

Больбинская свита имеет преимущественное распространение на правобережье Амура, на западном склоне Северного Сихотэ-Алиня. Выходы ее известны на мысе Больба, у поселков Калиновки и Софийского, в районе поселков Сусанино, Воскресенска, Тыр и др. На левобережье Амура она описана А. Ф. Майбородой в бассейне р. Бичи, несколько севернее оз. Удыль.

Области развития больбинской свиты, как правило, сопряжены с областями распространения удоминской свиты. В пределах площади развития последней они образуют обособленные зоны обычно прерывистые, но имеющие то же северо-восточное простирание, что и складчатые структуры удоминской свиты. В настоящее время отчетливо выделяется зона, протягивающаяся от мыса Больба в юго-западном направлении через бассейн р. Шелеховой к нижнему течению р. Хунгари. В северо-восточном направлении она проходит от мыса Больба через поселки Калиновка, Софийское и далее следы ее определяются в районе озер Кади и Кизи. Возможно продолжением этой зоны на юго-запад является Анюйско-Хорская зона на западном склоне Среднего Сихотэ-Алиня. Западнее этой зоны выделяется, по-видимому, другая, но менее протяженная зона, юго-западным продолжением которой являются выходы больбинской свиты в бассейне р. Бичи, где она еще недостаточно изучена.

На восточном склоне Северного Сихотэ-Алиня пока не известны выходы больбинской свиты. Однако исключить возможность ее нахождения в бассейне среднего и нижнего течения р. Тумнин нельзя. По-видимому, самая верхняя часть этой свиты обнажается в нижнем течении р. Тумнин, где из-под покрова более молодых вулканических толщ выходят местами андезитовые и дацитовые порфириты. Южнее, в области восточного склона Среднего Сихотэ-Алиня, в бассейне р. Самарги, еще В. А. Ярмолюком были подробно описаны тела андезитовых порфиритов и их туфов, переслаивающихся со слоями туфов и туфопесчаников в верхней части существенно песчаниковой толщи, в которой впоследствии В. Г. Плахотником и А. С. Тишиной были обнаружены многочисленные остатки ископаемой фауны и флоры раннесенонского возраста. Это обстоятельство позволяет рассматривать вулканогенно-осадочную часть этой толщи как аналог, по-видимому, нижней части больбинской свиты.

Больбинская свита обладает характерными чертами строения и состава, отличающими ее от всех других более молодых вулканогенных толщ.

Ниже рассматриваются схематизированные разрезы ее на мысе Больба и в районе пос. Тыр, где она наиболее полно представлена.

На мысе Больба, по данным Б. Я. Абрамсона и более поздним З. П. Потаповой, видимая часть больбинской свиты начинается с толщи конгломератов своеобразного состава, переслаивающихся с туфо-песчаниками, туффитами и туфами состава андезитовых порфиритов, общей мощностью 20,6 *м*. Галька этих своеобразных конгломератов состоит исключительно из глыб и обломков порфиритов зеленого, сиреневого и фиолетового цветов, размером от грецкого ореха до 1,5 *м* в диаметре, крайне неравномерно окатанных. Цемент конгломератов разнообразный. В одних слоях, обладающих обычно небольшой мощностью, он лавовый, состава андезитовых порфиритов, в других — представлен туфом андезитового порфирита или, наконец, синвулканомиктовым песчаником.

Песчаники, переслаивающиеся с конгломератами, представлены полимиктовыми или синвулканомиктовыми разностями. И те и другие разности часто содержат значительную примесь пирокластического

http://jurassic.ru/

материала, а местами и многочисленные растительные остатки хорошей сохранности. В большой коллекции растительных остатков, собранных Б. Я. Абрамсоном в 1956 г., М. О. Борсук установила *Platanus* sp. cf. *P. cuneifolia* Brongn., *P.* sp. cf. *guillelmae* Goepp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *T. sachalinensis* Krysht., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Credneria* sp., *C. inordinata* Holl., *Pteris* sp., *Thilites* sp. cf. *Celastrophyllum* sp., *Macclintockia* sp., *Ziziphus serrulata* Ward. и др., позволившие отнести заключающие их слои к высоким горизонтам верхнего мела. Именно в этой же толще была обнаружена ископаемая древесина *Larix* sp., по мнению И. А. Шилкиной, свидетельствующая о позднемеловом или даже палеогеновом (?) возрасте заключающих ее отложений. З. П. Потаповой в 1957 г. здесь были обнаружены обрывки крупных листьев *Pterospermites, Trochodendroides*, а также *Equisetus* sp., принадлежащие, по мнению Т. Н. Байковской, к верхнему мелу или низам палеогена.

Стратиграфически более высокая часть больбинской свиты вскрывается в береговых обрывах Амура у пос. Калиновки. Она представляет толщу переслаивания андезитовых порфиритов, туфолав, туфов и содержит слои песчаников и туфопесчаников. В туфах здесь также были обнаружены растительные остатки: *Cephalotaxopsis* sp. cf. *C. intermedia* Hollic, *Equisetus* sp., *Populus* sp. cf. *P. richardsonii* Heer, *Sequoia concinna* Heer, *Tumion gracillimum* Holl., а также шишка *Pinus* sp., принадлежащие к сенону. Мощность этой толщи около 140 *м*.

Наконец, по мнению Б. Я. Абрамсона, самой высокой частью больбинской свиты является толща, выходящая у пос. Софийского. Она представляет собой переслаивание пластовых тел андезитовых порфиритов зеленого, зелено-бурого, фиолетового цвета с конгломератами, галька которых состоит исключительно из андезитовых порфиритов, характерных для данного места, а цемент представлен обломками того же состава, но псаммитовой размерности. Общая мощность больбинской свиты оценивается Б. Я. Абрамсоном в 400 *м*.

Более полный и непрерывный разрез больбинской свиты вскрывается в обнажениях правого крутого берега Амура между поселками Тыр и Пушка. Толща пород, выходящая здесь, изучена и описана в 1957 г. Т. А. Бешкаревым и С. Б. Бравиной, а затем в 1958 г. менее детально— Л. А. Кесслер и И. И. Тучковым. По предложению последних эта толща получила название тырской. В 1959 г. она детально изучалась З. П. Потаповой. Между поселками Тыр и Пушка на правом берегу Амура эта толща собрана в две крутые складки (антиклинальную и синклинальную) северо-восточного простирания с падением слоев на крыльях 50—70°.

Схематизированный разрез свиты, изученный в этой структуре, следующий (снизу):

1. Толща переслаивания лав, лавобрекчий, туфолав, туфобрекчий и синвулканомиктовых лавоконгломератов, андезитовых порфиритов, в совокупности составляющих слоистую пачку пород	320 *м*
2. Алевритo-глинистые сланцы черные с прослоями мелкозернистых песчаников	75—80 „
3. Роговообманковые андезитовые порфириты	55 „
4. Туфобрекчии роговообманковых андезитовых порфиритов с примесью синвулканомиктового материала в виде обломков порфиритов различной степени окатанности	60—65 „
5. Пачка переслаивания слабо алевритистых глинистых сланцев с синвулканомиктовыми лавоконгломератами	20 „
6. Кристаллолитокластические туфы роговообманкового андезитового порфирита	40 „
7. Туфобрекчии роговообманкового андезитового порфирита, содержащие прослои туфов такого же состава с растительными остатками	130 „

http://jurassic.ru/

8. Туфобрекчии пироксенсодержащих роговообманковых андезитовых порфиритов . . . . . 100 „

Общая мощность вскрытой части свиты 800 *м*.

Эта толща весьма сходна по своему строению с больбинской свитой. Сходство подчеркивается также и составом вулканических продуктов, которые представлены, главным образом, роговообманковыми андезитовыми порфиритами и их пирокластическими продуктами. Необычайное сходство обнаруживают и синвулканомиктовые породы. Все это позволило З. П. Потаповой еще в 1959 г. высказать мнение об аналогии этих толщ и одновременности их образования. В связи с этим тырскую свиту следует рассматривать не как самостоятельную свиту, а как полный аналог больбинской свиты.

В слое туфов в верхней части этой толщи И. И. Тучковым и Л. А. Кесслер были найдены ископаемые растительные остатки, принадлежащие, по определению В. А. Вахрамеева, *Palibiniopteris inaequipinnata* Pryn., *Cephalotaxopsis heterophilla* Holl., обрывками покрытосеменных, свидетельствующих о раннесенонском возрасте заключающих их слоев. З. П. Потаповой здесь были обнаружены также остатки *Gleichenia gracilis* Heer, *Asplenium dicksonianum* Heer, *Osmunda* sp. и др. Т. Н. Байковская, изучавшая эти растительные остатки, рассматривает заключающие их породы как верхнемеловые. Однако она указывает, что присутствие папоротника *Osmunda* обычно для самых верхних горизонтов мела. Это позволяет повысить возраст отложений до очень высоких горизонтов верхнего мела, вероятно, верхнего сенона.

Больбинская свита, как указывалось ранее, в районе поселка Тыр залегает согласно на толще терригенных, преимущественно песчаниковых пород, содержащей в верхней части пластовые тела пироксен-роговообманковых и роговообманковых андезитовых порфиритов. Эта толща является аналогом удоминской свиты.

Таким образом, здесь, как и в районе мыса Больба, больбинская свита залегает на удоминской свите согласно и собрана вместе с ней в конформные крутые складки северо-восточного простирания.

Больбинская свита имеет сложное строение. В ее составе, помимо вулканических пород, принимают участие, особенно в нижней части свиты, нормально-осадочные терригенные породы морского происхождения. Характерной чертой является значительное развитие синвулканомиктовых пород. К ним относятся конгломераты и песчаники, обломочный материал которых нацело состоит из обломков вулканических пород свиты. Образование их связано с разрушением и частичным переносом последних под влиянием морской абразии. Вулканические породы больбинской свиты представлены главным образом андезитовыми порфиритами нормальной или несколько повышенной основности, приближающимися к андезито-базальтам. Но преобладают здесь главным образом роговообманковые разности, особенно присутствующие в средней части свиты. В нижней части свиты, а также в переходной ее части к нижележащей удоминской свите — характерными разностями являются пироксеновые или амфибол-пироксеновые. Сравнительно малую роль играют дацитовые порфириты, почти неизвестные из достоверно больбинской свиты. Большой процент составляют пирокластические продукты указанных андезитовых порфиритов. При этом широким распространением пользуются туфы псаммитовой размерности, установленные не только в самих вулканических постройках, но и на значительно более широкой площади, где они образуют самостоятельные слои среди терригенных пород верхней части удоминской свиты, или же существенную примесь в них (туффиты, туфо-песчаники и др.).

http://jurassic.ru/

Анализ особенностей состава больбинской свиты и размещения ее в пространстве указывает, что происхождение ее связано с вулканическими извержениями, центры которых располагались внутри морских бассейнов.

Точно возраст свиты еще трудно установить. Наиболее богатые из имеющихся коллекций растительных остатков, собранные на мысе Больба и у пос. Тыр, свидетельствуют о позднемеловом возрасте свиты, вероятнее всего о позднесенонском. Эти выводы подкрепляются и многочисленными находками остатков морской фауны в удоминской свите, согласно подстилающей больбинскую.

На основании их изучения В. Н. Верещагин пришел к выводу, что нижняя возрастная граница образования удоминской свиты определяется, по-видимому, верхами турона — низами коньяка. Что же касается верхней границы, то в результате новых находок органических остатков, она повышается и в настоящее время вряд ли может быть опущена ниже сантона. Следует однако заметить, что органические остатки обнаружены далеко не в самых верхних частях удоминской свиты. Поэтому время формирования больбинской свиты возможно относится к кампану или даже к началу маастрихта.

Косвенные доказательства этого положения были получены З. П. Потаповой еще в 1958 г. при изучении состава и строения бошняковской свиты, развитой в западной части Южного Сахалина. В бошняковской свите, представляющей по условиям образования паравулканогенную толщу, т. е. толщу, образовавшуюся на территории, расположенной вблизи области активного вулканизма, выявлены четыре вспышки вулканизма. Они выражены слоями туфов и туффитов среди нормально-осадочных пород, образовавшихся в отрезке времени от маастрихта до датского века включительно.

По-видимому, вулканизм, с которым связано образование больбинской свиты, нашел свое отражение в слое мелкообломочных туфобрекчий, залегающих немного ниже бошняковской свиты, в толще морских слоев с остатками кампанских аммонитов *Canadoceras* sp. и *Pachydiscus* sp. и в слое туфов роговообманковых андезитовых порфиритов, залегающем выше слоев с этой фауной. Сходство состава туфов и туфобрекчий с продуктами вулканической деятельности, составляющими больбинскую свиту, позволило высказать З. П. Потаповой предположение о весьма молодом возрасте ее вулканических образований, и именно о кампанмаастрихтском или раннемаастрихтском.

Татаркинская свита. Стратиграфически выше больбинской свиты, а также и на различных более древних геологических образованиях залегает с резким угловым несогласием толща вулканических пород кислого состава. В Нижнем Приамурье она получила название татаркинской свиты, а в южной части Северного Сихотэ-Алиня почти всеми исследователями она относилась к верхней части ольгинской серии.

Татаркинская свита широко распространена на рассматриваемой территории. Отдельные поля кислых эффузивов встречаются в приводораздельной части хр. Сихотэ-Алиня, в верхнем течении рек Хуту и Судулюнэ, на водоразделе верховьев рек Удоми и Аты, Верхн. Удоми и Мули, а также на левобережье Амура (верховье рек Силинки, Холдоми, Герби, Амут) и севернее в верховье правых притоков р. Лимури, в междуречье Права—Ваюн и других местах. Наибольшее ее развитие наблюдается по правобережью Амура на западном склоне Сихотэ-Алиня и в нижнем течении Амура. В настоящее время наблюдаются остатки былых, более обширных и многочисленных накоплений вулканических пород татаркинской свиты, частью затем размытых, частью перекрытых более молодыми вулканическими толщами.

http://jurassic.ru/

В строении татаркинской свиты принимают участие почти исключительно вулканические образования — лавы, в большинстве туфы, туфобрекчии и туфолавы и, как исключение, осадочные породы — песчаники и алевролиты. Осадочные породы в составе ее отмечались лишь Е. Б. Бельтеневым в долине р. Ларгасу, где они в толще эффузивно-пирокластических пород общей мощностью 120 *м* образуют единичные прослои алевролитов 0,5—0,8 *м* мощности, а также в долине р. Чичимар, где слои песчаников и алевролитов переслаиваются с вулканическими породами.

Вулканические породы татаркинской свиты по петрохимическим особенностям очень близки к среднему типу кварцевых порфиров и липаритов по Дэли, отклоняясь незначительно от них то в большую, то в меньшую сторону по щелочности.

Лавовые разности вулканических пород представлены кварцевыми порфирами, фельзитами и фельзит-порфирами и реже плагиопорфирами, содержащими крайне незначительное количество темноцветного минерала — биотита. Отличительной особенностью их является повсеместно палеотипный облик, обусловленный по всей вероятности, широко проявленными процессами автометаморфизма. Достаточно часты туфо-лавы этих пород, характеризующиеся примесью того или иного количества пирокластического материала как в виде обломков чуждых пород, так и обломков кислого стекла, кристаллов кварца и полевого шпата. Пирокластические продукты, составляющие, по-видимому, большую массу пород свиты, представлены туфами смешанного состава различной размерности. Имеются в отдельных местах тонкие лапиллевые туфы.

В строении татаркинской свиты не наблюдается какой-либо строгой закономерности. Она начинается в одних местах с лав, в других — с пирокластических продуктов, что, возможно, является следствием небольшого различия во времени отдельных извержений.

Мощность вулканических накоплений разнообразна, обычно 150—200 *м* и менее и редко достигает 400 *м*.

Породы татаркинской свиты подверглись складчатости. Например, в районе ст. Сихотэ толща туфобрекчий и туфов собрана в складки северо-восточного простирания, часто запрокинутые на северо-запад.

Ранее отмечалось, что татаркинская свита залегает на больбинской с угловым несогласием. В обнажениях правого берега Амура в районе пос. Сусанино, по З. П. Потаповой, фельзит-порфиры этой свиты залегают то на интенсивно складчатой толще алевролитов удоминской свиты, то на складчатой толще больбинской свиты.

На левобережье Амура, в бассейне р. Холдоми и на реках Амут и Хурмули П. А. Эповым и В. В. Онихимовским были обнаружены в туфах кислого состава растительные остатки, принадлежащие *Cephalotaxopsis heterophylla* Hollick и *Phillites*, по определению М. М. Кошман и И. Н. Сребродольской, позднемелового времени.

В пос. Новый Кабель (против г. Николаевска-на-Амуре) И. И. Тучковым и Л. А. Кесслер были собраны остатки *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Cladophlebis* sp., по определению В. А. Вахрамеева, условно позднесенонского возраста.

Несмотря на крайне слабую палеонтологическую характеристику свиты, положение ее в стратиграфическом разрезе достаточно ясно. Оно определяется тем, что она залегает стратиграфически выше вулканогенных образований больбинской свиты позднесенонского возраста, будучи отделена от нее во времени складкообразовательными движениями, и перекрывается вулканогенными и осадочными образованиями маломихайловской свиты, охарактеризованной флорой датского возраста.

http://jurassic.ru/

Кроме того, возраст татаркинской свиты выясняется также из сравнения с бошняковской паравулканогенной толщей Южного Сахалина. В последней вулканические процессы, протекавшие в это время на Сихотэ-Алине, зафиксировались образованием слоя тонких кристалловитрокластических туфов кислого состава, залегающего выше морских слоев с *Canadoceras* и *Pachydiscus*, а также выше туфов и туфобрекчий, синхронных с вулканическими извержениями больбинского времени, но значительно ниже слоев с характерной датской флорой. Поэтому возраст татаркинской свиты очевидно определяется как позднесенонский или возможно маастрихтский.

Маломихайловская свита. Стратиграфически выше татаркинской свиты залегает толща существенно вулканогенных пород и, в меньшей мере, осадочных пород. Последние слагают небольшие изолированные площади и представлены комплексом континентальных преимущественно терригенных пород, иногда слабо угленосных, имеющих локальное развитие.

Вулканические образования этой свиты, представленные пироксеновыми андезитами и реже дацитами и туфами этих пород, распространены очень широко. Наиболее развиты они на восточном склоне Северного и Среднего Сихотэ-Алиня, где многочисленные выходы их известны по побережью Татарского пролива, а также в бассейне р. Тумнин и его левых притоков. В этой полосе они часто выступают в эрозионных «окнах» среди полей развития более молодых вулканических толщ.

На западном склоне Сихотэ-Алиня они широко распространены в бассейнах рек Яй, Саласу и к северу от оз. Кизи по правобережью Амура, в верховьях правых притоков его, в районе сел Мало-Михайловского и Больше-Михайловского.

На левобережье Амура эти образования более редки и слагают сравнительно небольшие площади в верховье р. Силинки, левых притоков р. Горина, возможно также на правобережье р. Лимури и на левобережье р. Бичи, а также в бассейне р. Бол. Иска.

В настоящее время не представляется возможным оценить достаточно точно распространение вулканических пород этой свиты, так как они часто оказываются перекрытыми более молодыми породами и не всегда отделялись от внешне сходных с ними андезитовых порфиритов больбинской свиты.

Маломихайловская свита впервые была выделена в 1957 г. И. И. Тучковым и Л. А. Кесслер и названа по одноименному поселку на правом берегу Амура.

Район села Мало-Михайловского интересен для установления вулканизма в датское время на Дальнем Востоке. В 1934 г. этот район изучала Е. И. Соколова, описавшая развитую здесь толщу слоистых пород, сложенную главным образом в верхней части песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов, глин, углей. В глинах была собрана коллекция растительных остатков, позволивших А. Н. Криштофовичу сделать заключение о датском (цагаян) возрасте содержащих ее пород. Среди вулканических пород района она выделила две группы — более древнюю и более молодую по отношению к цагаянской свите.

Я. И. Файн и Е. А. Шуршалина в 1954 г. выделили здесь также две толщи: толщу порфиритов условно позднемелового возраста и толщу осадочных и туфогенно-осадочных пород условно раннепалеогенового возраста. Позднее И. И. Тучков и Л. А. Кесслер охарактеризовали маломихайловскую свиту как толщу, состоящую из туфов кислого, реже среднего состава и андезитов с подчиненными пачками туфопесчаников и аргиллитов.

http://jurassic.ru/

В 1959 г. З. П. Потапова изучила геологическое строение правобережья Амура между селами Мало-Михайловским и Пат. По ее данным, в обрывах надпойменной террасы Амура вскрывается толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, образующих очень пологую синклинальную структуру северо-восточного, близкого к широтному, простирания с углами падения слоев на крыльях не превышающих 8—10°. Эта толща залегает на размытой поверхности кислых эффузивов и туфов татаркинской свиты.

Нижнюю часть свиты слагают пироксеновые андезиты с подушечной отдельностью, перекрытые слоем туфа андезитов. Общая мощность этих пород 40—50 *м*. По направлению на юг, т. е. почти по падению, она погружается и нижняя часть ее, сложенная двупироксеновыми андезитами, исчезает под водами Амура. Вышележащая же часть андезитов в этом же направлении фациально переходит в толщу туфов, переслаивающихся с синвулканомиктовыми песчаниками, туффитами и аргиллитами. Общая мощность этих своеобразных пород не более 10—15 *м*. Падая очень полого, они с небольшими перерывами прослеживаются почти до самого с. Пат, где, по-видимому, снова переходят в эффузивы.

Породы, слагающие описываемую слоистую толщу внешне похожи на обычные песчаники. Поэтому они первоначально и были так описаны Е. И. Соколовой.

Детальное изучение позволило установить в этой толще кристаллокластические, кристалловитрокластические и витрокластические туфы обычно псаммитовой и реже алевритовой и пелитовой размерности, а также аргиллиты и синвулканомиктовые песчаники и туффиты с примесью переменного количества пирокластического материала. В этих породах были обнаружены многочисленные растительные остатки, указывающие на ее датский возраст.

Сравнение обломочного материала синвулканомиктовых пород с составом пироксеновых андезитов этой свиты обнаруживает поразительное сходство. Это обстоятельство свидетельствует о геологической синхронности образования толщи пироксеновых андезитов и их туфов с описанными породами свиты и таким образом позволяет совершенно уверенно связать время образования развитых здесь пироксеновых андезитов и их туфов с временем образования синвулканомиктовых пород, охарактеризованных флорой датского возраста.

Е. И. Соколова указывает, что во второй террасе Амура, в устье Угольного оврага на песчаниках залегает слой 8-метровой мощности мелкогалечного песчаного конгломерата, выше которого лежат сланцеватые, светло-серые, серые и коричневые глины, содержащие хорошо сохранившиеся растительные остатки датского возраста. По-видимому, выше глин в толще песчаников залегают два пласта угля мощностью 0,4 и 0,75 *м*.

Таким образом, в районе села Мало-Михайловского в составе маломихайловской свиты совершенно отчетливо устанавливаются три фации пород: вулканическая, синвулканомиктовая и осадочная. При этом породы синвулканомиктовой фации частично фациально замещают вулканические породы по простиранию, частично перекрывают и подстилают отдельные тела их, и таким образом составляют с ними единый, но фациально неоднородный комплекс, образование которого укладывается в один и тот же промежуток времени.

Фация осадочных (не синвулканомиктовых) пород наращивает разрез маломихайловской свиты. Видимая мощность этой фации пород исчисляется немногими метрами. Общая мощность свиты колеблется от 70—80 до 300 *м*.

http://jurassic.ru/

На левобережье Амура вулканогенные образования аналогичные маломихайловской свите развиты меньше. Они слагают небольшие площади в Комсомольском районе (бассейн р. Силинки), в бассейне р. Бичи, в среднем течении р. Амгуни и в бассейнах верхнего течения рек Харпина, Боктора, Харпичикана, возможно в Баджальском хребте.

В Комсомольском районе эта толща была выделена под названием амутской свиты. Она сложена чередующимися покровами пироксеновых андезитов и дацитов, содержащих прослои туфов этих пород и редкие линзы туффитов. Вблизи рудных зон андезиты и дациты претерпевают значительные изменения — хлоритизацию, карбонатизацию, эпидотизацию и др. и приобретают палеотипный облик. Мощность вулканических накоплений 400 *м*.

Возраст амутской свиты определяется более высоким стратиграфическим положением ее по отношению к толще кварцевых порфиров и фельзитов с позднемеловой флорой. В туфах дацитового состава были обнаружены следующие растительные остатки: *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl. и *Platanus* sp. (определения М. М. Кошман).

В истоках рек Харпин и Харпичикан в углистых аргиллитах этой свиты были обнаружены растительные остатки *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *C. arctica* (Heer) Krysht., *C.* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Sequoia ambiqua* Heer, *Nilssonia* cf. *jukonensis* Holl., *Taeniopteris* cf. *spatulata* Mac. Cl., *Menispermites* sp., *Osmunda* sp.

Мощность свиты местами достигает 300—400 *м*.

Возраст маломихайловской свиты определяется растительными остатками, обнаруженными в породах различных ее фаций.

В глинах верхнего нормально-осадочного комплекса свиты, в устье кл. Угольного Е. И. Соколовой были обнаружены остатки *Bètula, Viburnum* sp., *Taxodium distichum* Heer, *Trochodendroides* cf. *richardsonii* Heer, *Sequoia* sp., по определению А. Н. Криштофовича, принадлежащие цагаянскому комплексу растений датского возраста. З. П. Потаповой в слое синвулканомиктовых песчаников у села Мало-Михайловского, были собраны растительные остатки, по определению Т. Н. Байковской, принадлежащие *Pterospermites* sp.?, *Celastrum* sp., *Trochodendroides* sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taiwania* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, а у села Сусанино в осадочных породах, залегающих на складчатой больбинской свите, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer и др., относящиеся к самым верхам мела (цагаянская свита) или к низам палеогена.

И. И. Тучков и Л. А. Кесслер в районе сел Мало-Михайловского и Больше-Михайловского собрали коллекцию растительных остатков: *Onoclea sensibilis fossilis* Newb., *Equisetites arcticum* Heer., *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Ziziphus* sp., *Nelumbites* sp., характеризующие, по мнению В. А. Вахрамеева, цагаянскую свиту Амура (датский ярус).

На побережье Татарского пролива, в районе села Круглого, где обнажается толща главным образом пирокластических пород, В. Г. Плахотником были обнаружены многочисленные растительные остатки, определенные Р. З. Генкиной как *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Glyptostrobus* cf. *europaeus* Heer, *Equisetum* sp.?, *Phragmites alaskana*?, *Carpolites* sp., т. е. комплекс растений крайне сходный с ранее приведенным.

В настоящее время многочисленные растительные остатки в осадочно-вулканогенных образованиях сходного состава с маломихайловской свитой обнаружены также и в Среднем Сихотэ-Алине, в бассейне

http://jurassic.ru/

р. Самарги (между устьями ее притоков Иссими и Сабу). Они также свидетельствуют о датском возрасте заключающих их пород. Наконец, возраст маломихайловской свиты подтверждается вулканическими продуктами в паравулканогенной бошняковской свите Западного Сахалина.

Тахобинская свита. Стратиграфически выше образований маломихайловской свиты залегает толща вулканических пород кислого состава, представленная кварцевыми порфирами, липаритами, фельзолипаритами, фельзитами, плагиопорфирами и туфами этих пород. Эта толща большинством исследователей Северного и Среднего Сихотэ-Алиня ранее параллелизовалась с богопольской свитой Южного Приморья, возраст которой рассматривался предположительно как палеоцен-эоценовый или раннеэоценовый.

Вулканические образования рассматриваемой свиты имеют ограниченное распространение и пространственно, как правило, связаны с областями распространения маломихайловской свиты. Наибольшее развитие они получили на Северном Сихотэ-Алине, где известны в районе ст. Акур Комсомольско-Совгаванской ж. д. в береговых обрывах хр. Советского к югу от бухты Труженик, в северных отрогах хр. Шаман-Тиуль, в бассейнах рек Утонжа, Кокчу, Майкан, Саласу, Кавор и др. Редкие выходы известны на левобережье Амура и пока совсем не описаны с левобережья Амура севернее широты оз. Кизи. Однако есть основания предполагать, что эта толща иногда принималась за татаркинскую свиту или же включалась в маломихайловскую свиту, как это имело место в стратиграфической схеме И. И. Тучкова.

В составе тахобинской свиты принимают участие только вулканические породы и пока мало известны осадочные и вулканогенно-осадочные породы.

Среди вулканических пород преобладают пирокластические — туфобрекчии и туфы, разнообразные по составу и размерности. Лавовые продукты играют подчиненную роль. Как мы уже отмечали, они представлены кварцевыми порфирами, фельзитами, фельзит-порфирами, липаритами, фельзо-липаритами и плагиопорфирами, в которых в качестве темноцветного минерала постоянно, но в очень небольшом количестве, содержится биотит. Характерными признаками, позволяющими отличить описываемую свиту от сходной с ней по составу татаркинской свиты, являются следующие: 1) более разнообразная окраска пород — нежно-розовая, коричневая, бледно-фиолетовая; 2) текстуры течения, широко распространенные не только в лавах, но и в туфо-лавах, 3) свежий, кайнотипный облик большинства пород; 4) присутствие видимых на глаз, иногда очень крупных порфировых выделений кварца и менее крупных — биотита.

В строении тахобинской свиты и в распределении в ее разрезе вулканических пород не наблюдается какой-либо ясной закономерности. В одних районах, как например близ ст. Акур, она начинается с толщи туфобрекчий и туфов мощностью в несколько десятков метров. В других районах, как, например, в бассейне р. Утонжи, по данным Е. Б. Бельтенева, она начинается с плагиопорфиров.

На наиболее древней маломихайловской свите тахобинская свита залегает согласно, нередко с постепенными переходами.

Возраст свиты в грубых чертах определяется ее положением между маломихайловской свитой датского возраста и кузнецовской свитой эоценового возраста. Более точное указание на возраст дают ископаемые растительные остатки, собранные в ней в 1957 г. Э. П. Изохом в районе ст. Кузнецовской Комсомольск-Совгаванской ж. д. в маленькой линзе алевритовых туффитов, залегающей в толще туфобрекчий.

http://jurassic.ru/

В этой коллекции М. О. Борсук установила *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxites olrikii* Heer, *Pinus* sp. cf., *P. hyperborea* Heer обрывки побега хвойного похожего на *Taxodium dubium* Heer, *Glyptostrobus europaeus* Heer, обрывки листьев двудольных растений *Phyllites* sp. cf. *Grewiopsis* sp. М. О. Борсук отмечает, что «имеющиеся фрагментарные отпечатки в основном представляют остатки хвойных растений, характерных для позднедатского времени, а также имеющих достаточно широкое развитие еще в раннем палеогене. Обрывки двудольных растений, неопределимые с точностью до рода, характерны также для позднемелового и для палеоценового времени». В заключении она предлагает возраст отложений, заключающих указанные остатки, рассматривать в пределах датско-палеоценового или палеоценового времени.

В решении вопроса о возрасте рассматриваемой свиты должны сыграть роль находки В. А. Ярмолюка на восточном склоне Среднего Сихотэ-Алиня обильных растительных остатков в толще туфогенно-осадочных пород кислого состава, названной им тахобинской свитой, залегающей на лавах и туфах ольгинских кварцевых порфиров. Изучавшая монографически эту коллекцию растительных остатков М. О. Борсук пришла к выводу о позднемеловом времени их существования, стоящем на грани с палеогеновым. Она рассматривает флору р. Тахобе как позднемеловую, почти синхронную датской флоре цагаяна.

Приведенные данные позволили отнести рассматриваемую свиту к тахобинской. Поводом к этому было также еще большое сходство в составе и внешнем облике пород этих толщ, а также отличие их от сходных по составу кислых эффузивов более древнего возраста (татаркинская свита).

Выводу о позднедатском возрасте свиты не противоречат данные наблюдений над паравулканогенной бошняковской свитой. Вулканизм тахобинского времени также запечатлелся в ней слоем витрокристаллокластических туфов (в верхней части свиты).

Анализ данных о фациальном составе меловых образований рассматриваемой территории позволяет установить, что с самого начала мелового периода в пределах Амурской области и Хабаровского края выявились два региона, примерно соответствующих Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской областям, различных по своей геотектонической природе. Граница между этими двумя регионами намечается вдоль водораздела рек Амгуни и Амура (в его низовьях) и вдоль восточного склона Малого Хингана.

В юрское время еще не существовало такого резкого разграничения. Юрские образования запада и востока, особенно ранне- и среднеюрские имеют многие общие черты. Но уже позднеюрские образования этих двух регионов были отличны, хотя и не столь резко, как меловые. Это несомненно свидетельствует о том, что в конце юры имели место важные по значению движения земной коры, определившие в дальнейшем различную тенденцию в движениях земной коры на западе и востоке Хабаровского края.

Монголо-Охотская область в меловое время прежде всего характеризуется распространением почти исключительно пресноводно-континентальных отложений мелового возраста, как осадочных, так и вулканогенно-осадочных и просто вулканогенных образований. Причем здесь известны как раннемеловые, так и позднемеловые эффузивы и туфы.

Сихотэ-Алиньская область характеризуется главным образом морскими осадочными отложениями. Вулканогенные образования, распро-

http://jurassic.ru/

страненные в пределах этого региона, накапливались как в подводных морских, так и в наземных условиях. Наземные вулканогенные образования, исключительно широко распространенные на востоке, накапливались преимущественно в конце мелового периода. И в это время условия осадконакопления как на востоке, так и на западе были сравнительно одинаковыми.

Различие состава меловых образований в Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской областях является не единственным признаком особенностей этих регионов. Эти особенности резко подчеркиваются характером складчатости меловых образований. В пределах Монголо-Охотской области меловые образования собраны в складки, хотя иногда и выдержанного простирания, но преобладающе, куполовидные, широкие с пологими днищами и иногда крутыми крыльями, синклинали и такие же широкие и пологие антиклинали. Наиболее молодые из меловых, очевидно, позднесенонские и датские отложения в Амуро-Зейском бассейне залегают почти горизонтально. В Сихотэ-Алиньской области все меловые отложения, вплоть до позднесенонских, смяты в узкие линейные складки, с крутыми углами наклона крыльев, рассеченные многочисленными надвигами. Среди складок нормального симметричного типа на ряде участков наблюдаются наклонные и опрокинутые, а также изоклинальные складки. Этот тип складчатости характерен как для нижнемеловых отложений, так и для сеноман-туронских и туронсенонских: для ларгасинской, удоминской и больбинской свит. Собраны в складки и наиболее молодые из вулканогенных толщ. Однако эти толщи, несомненно, дислоцированы много слабее, нежели сеноман-нижнесенонские и раннемеловые.

В начале поздней юры значительные пространства Амурской области и Хабаровского края были залиты морем, широко соединявшимся с морями северо-востока и уже тогда существовавшим Тихим океаном. В конце юры наступила регрессия моря. Особенно показательна в этом отношении территория Буреинского угленосного бассейна, где морские оксфорд-киммериджские отложения сменяются титонскими пресноводно-континентальными отложениями (талынжанская свита). Такая же картина наблюдается и в Тыл-Торомском районе, где позднеюрские морские отложения сменяются стратиграфически вверх пресноводно-континентальными отложениями. В пределах Сихотэ-Алиня и в Нижнем Приамурье юрское море, вероятно, также сократилось в размерах на рубеже юрской и меловой эпох, но вряд ли значительно.

В начале мелового периода море вновь наступило на сушу, но только в пределах Сихотэ-Алиньской области. На западе же в это время располагались обширные приморские равнины или незатоплявшиеся морем или затоплявшиеся лишь на короткие промежутки времени. Береговая линия валанжинского моря в пределах края проходила к западу от Хабаровска и продолжалась на север, очевидно, вдоль правобережья р. Амгуни до Чукчагирского озера. Еще далее на север берег моря несколько отклонялся к западу и подходил к верховьям рек Тыл и Тором.

На прибрежных равнинах (Буреинский и Тырминский районы) в условиях интенсивного прогибания земной коры накапливалась сравнительно мощная толща пресноводно-континентальных угленосных отложений главным образом аллювиального и отчасти озерного происхождения.

В Сихотэ-Алиньской области в валанжинское время в морских условиях при чрезвычайно интенсивном прогибании земной коры накапливалась толща осадков огромной мощности до 3000—4000 *м*. Эта

http://jurassic.ru/

толща состоит из тонкого флишоидного переслаивания алевролитов и песчаников и мощных пачек песчаников, особенно в верхах толщи (пиванская свита комсомольской серии). Как показывает новый материал, Сихотэ-Алиньский геосинклинальный трог захватывал и акваторию современного Татарского пролива. Вулканические проявления этого времени, очевидно, еще не были сколько-нибудь значительными.

В конце валанжина или в готериве море, вероятно, отступило за пределы описываемого региона. Именно в это время проявились складчатые движения и с этого времени усилился вулканизм. В барреме море вновь захватило значительную часть Сихотэ-Алиньской области, причем береговая линия баррем-альбского моря почти совпадала с береговой линией валанжинского моря. На востоке — в пределах Сихотэ-Алиня, от оз. Кизи до р. Бикин и далее на юг, а также в низовьях Амура в условиях геосинклинального морского бассейна во второй половине раннего мела накапливалась мощная толща терригенных осадков уктурской свиты. Судя по обилию вулканогенных образований в составе этой свиты, накопившихся в значительной части в подводных условиях и лишь отчасти в пределах островов — на суше, вулканическая деятельность в это время была весьма интенсивной. Не менее интенсивно проявилась вулканическая деятельность и на западе рассматриваемой территории — на Хингане (станолирская свита) и на Баджале, но уже, несомненно, в субаэральных условиях.

В конце раннего мела внутри геосинклинального прогиба из-под уровня моря поднялись обширные гирлянды островов. На короткий промежуток времени, очевидно, море отступило на восток в сторону Сахалина. В это время ослабла и вулканическая деятельность.

Вторая половина мела вновь характеризуется наступлением моря, границы которого на западе лишь несколько не доходили до границ раннемеловых морских бассейнов.

В сеноманское и туронское время, а вероятно также и в раннесенонское время в восточной части Сихотэ-Алиньской области земная кора продолжала испытывать значительные погружения, компенсировавшиеся накоплением мощных терригенных толщ (ларгасинская и удоминская свиты). В конце этого времени здесь вновь усилилась вулканическая деятельность и отчасти в подводных условиях, но главным образом на суше, на обширных островных пространствах, накапливались вулканогенные образования преимущественно среднего состава. Можно предполагать, что в начале позднего мела в пределах прибрежных равнин отдельные участки испытали поднятия с образованием сравнительно высоких гор. На это указывает накопление мощных толщ конгломератов не только в основании ларгасинской и удоминской свит, но и конгломератов иорекской свиты в Буреинском бассейне. Межгорные пространства, очевидно, представляли собой крупные и широкие равнины с озерами и крупными реками. Находки на р. Бурее весьма своеобразной пресноводной фауны — тригониоидов — указывают на широкую связь озерных водоемов, распространенных на огромных пространствах южной и восточной Азии и в начале позднего мела.

В сеноне проявились сильнейшие складчатые движения, создавшие сложные складчатые структуры нижнемеловых, сеномантуронских и раннесенонских образований.

Конец мелового периода на всей рассматриваемой территории характеризуется новой мощнейшей вспышкой вулканической деятельности. Однако на широких площадях Зейско-Буреинской равнины в это время в озерных и аллювиальных долинах накапливались почти исключительно терригенные осадки, содержащие лишь незначительное количе-

http://jurassic.ru/

ство пеплового материала, что характеризует эти толщи как типичные паравулканогенные.

Осадочные породы мелового возраста представлены в основном терригенными образованиями: преимущественно песчаниками и алевролитами, менее конгломератами, аргиллитами или глинистыми сланцами и в меньшей степени углистыми алевролитами и пластами или прослоями ископаемого каменного или бурого угля. Но несмотря на это в пределах Хабаровского края располагается один из очень крупных— Буреинский каменноугольный бассейн мелового возраста. Скопление огромных масс угля в этом бассейне отражает планетарные процессы угленакопления мелового времени. Осадки хемогенного происхождения мелового возраста пока в крае не известны, скорее всего потому, что условия накопления такого типа осадков в это время были неблагоприятны. Точно также и кремнистые породы достоверно мелового возраста, если и встречаются то исключительно редко и явно нетипичны для меловой системы. Наоборот, вулканогенные образования разнообразного состава, от основных и средних до кислых, лавы и туфы, а также туффиты и туфобрекчии чрезвычайно характерны для толщ мелового возраста и образуют мощные пачки и толщи.

Вулканические явления начались на рассматриваемой территории в конце раннемелового времени. Большего развития вулканизм достиг в позднем сеноне, в кампане или даже в начале маастрихта. Вулканические процессы этого, а также и баррем-апт-альбского времени локализовались в сравнительно узких зонах, представляющих собой пограничные области между областями погружения и поднятия. В пределах этих областей возникали в отдельных местах центры извержения, а, следовательно, и локальные накопления вулканических продуктов. В итоге создавались еще в бассейне осадконакопления вулканические острова, вокруг которых формировались специфического состава осадочные породы (синвулканомиктовые). В маастрихтское время рассматриваемая территория пережила крупную складчатость. Вулканизм татаркинского, маломихайловского и тахобинского времени, протекал в обстановке повсеместно континентальных условий.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ПАЛЕОГЕН И НЕОГЕН

О третичных отложениях и горящих угольных пластах в береговых обрывах Амура у Кумаринского кривуна писали первые исследователи Дальнего Востока в середине прошлого столетия. Более подробные описания палеогеновых и неогеновых (третичных) отложений принадлежат Ф. Б. Шмидту (1868, 1873), Д. В. Иванову (1889), П. К. Яворовскому (1902, 1911), Я. С. Эдельштейну (1905), С. В. Константову (1915), С. Ф. Малявкину (1911), А. Н. Криштофовичу (1917, 1921), М. К. Елиашевичу (1922), И. Б. Палибину (1921) и др.

Геологическими исследованиями, особенно после 1920 г. на территории Хабаровского края в Амурской области были открыты многочисленные площади развития палеогеновых и неогеновых угленосных отложений (Розенгартовское, Мухенское, Ушумунское, Кивдо-Райчихинское и другие буроугольные месторождения). Ископаемая флора, собранная при этих работах, изучалась А. Н. Криштофовичем (1921, 1931, 1939, 1946).

http://jurassic.ru/

Изучением петрографии палеогеновых и неогеновых углей, а также спор и пыльцы из этих углей занималась Л. Н. Маркова. В дальнейшем палинологические исследования проводили М. А. Седова, А. И. Мячина, В. Ф. Морозова и др. В последнее время для определения возраста пород рассматриваемых систем используется встречающаяся в континентальных озерноаллювиальных отложениях пресноводная фауна (Г. Г. Мартинсон и Ч. М. Колесников).

В 1931 г. Б. М. Штемпель установил, что в Нижне-Амурском районе, по р. Налео, палеогеновые — неогеновые угленосные отложения подстилаются покровами андезито-базальтов. В 1932—1933 гг. палеогеновые покровы базальтов, залегающие среди осадочных отложений с флорой, наблюдались Г. М. Власовым на берегу бухты Сизиман и на правобережье р. Амагу. Эти факты заставили обратить внимание на палеогеновые и неогеновые эффузивно-пирокластические образования. Роль вулканических пород в сложении палеогена и неогена Сихотэ-Алиня была выявлена работами в 1944—1949 гг. В. А. Ярмолюка и Л. Б. Кривицкого в Центральном и Восточном Сихотэ-Алине по рекам Ботчи, Кузнецовой, Самарге, Единке и Кхуцину. Исследованиям верхнемеловых и кайнозойских вулканических пород Северного Сихотэ-Алиня были посвящены специальные тематические работы М. А. Фаворской, В. Г. Плахотника, З. П. Потаповой, М. А. Ахметьева.

Следует отметить литолого-фациальные исследования, проведенные в 1958—1962 гг. В. Г. Варнавским и В. В. Крапивенцевой на Хабаровском и Бикинском буроугольных месторождениях и тематические исследования В. Г. Варнавского и В. Б. Оленина по изучению перспектив нефтегазоносности палеогеновых и неогеновых отложений в пределах Средне-Амурской впадины.

С 1932 г. появились сводные работы по третичным образованиям Хабаровского края и смежных районов. А. Н. Криштофович (1932) рассмотрел ископаемую флору палеогеновых и неогеновых отложений советского Дальнего Востока в связи с одновозрастными образованиями соседних зарубежных стран. Систематизация материалов о типах кайнозойских угленосных бассейнов южной части Дальнего Востока в 40-х годах была проведена Г. П. Воларовичем, С. М. Ткаличем, С. И. Шкорбатовым и Л. Н. Марковой. Л. Н. Маркова и А. И. Мячина составили несколько сводок о петрографии дальневосточных третичных углей. В 1949 г. Г. М. Власовым составлена сводка «Третичные отложения Сихотэ-Алиня», в которой сопоставлены разрезы Южного Приморья, Сихотэ-Алиня, Средне-Амурской впадины, Северной Кореи и Северного Китая, а А. И. Юдиным сделан обзор рыхлых отложений Хабаровского края и геоморфологии областей их распространения. В. В. Крапивенцевой составлен атлас углей Бикинского буроугольного месторождения.

Существующие в настоящее время схемы стратиграфии палеогена и неогена имеют много спорных вопросов и, безусловно, нуждаются в уточнении и дальнейшей разработке. Трудность стратиграфического расчленения палеогеновых — неогеновых отложений заключается в их исключительно плохой фациальной выдержанности и отсутствии достаточно четких маркирующих стратифицирующихся горизонтов с фауной и флорой. Палеогеновые и неогеновые отложения, выполняющие мезозойско-кайнозойские впадины, перекрыты в большинстве случаев мощным плащом четвертичных осадочных и вулканогенных образований. Буровые работы, развернувшиеся в течение 1950—1962 гг. в связи с поисками месторождений горючих ископаемых (уголь, нефть, и газ) дали богатый фактический материал для стратиграфии рассматриваемых систем.

http://jurassic.ru/

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Зейско-Буреинская впадина

Работами А. Н. Криштофовича, С. А. Музылева и других в Зейско-Буреинской впадине выделены цагаянские отложения, которые первоначально А. Н. Криштофович понимал как провинциальный ярус верхнемеловых отложений с характерной флорой. Впоследствии выяснилось, что они содержат в верхней части палеогеновые образования. Возникла проблема отделения палеогеновых отложений от верхнемеловых, сходная, как отмечал А. Н. Криштофович, с проблемой ларамид Западноамериканских равнин.

Верхняя часть цагаянской толщи представляет угленосные отложения, названные А. Н. Криштофовичем *кивдинской свитой.* Свита распространена на водоразделе между реками Райчиха, Кивда и Тюкан, в районе Кивдо-Райчихинского буроугольного месторождения, а также на левобережье р. Зеи, к востоку от г. Благовещенска, здесь в районе сел Ивановка и Ерковцы разведано Ерковецкое буроугольное месторождение.

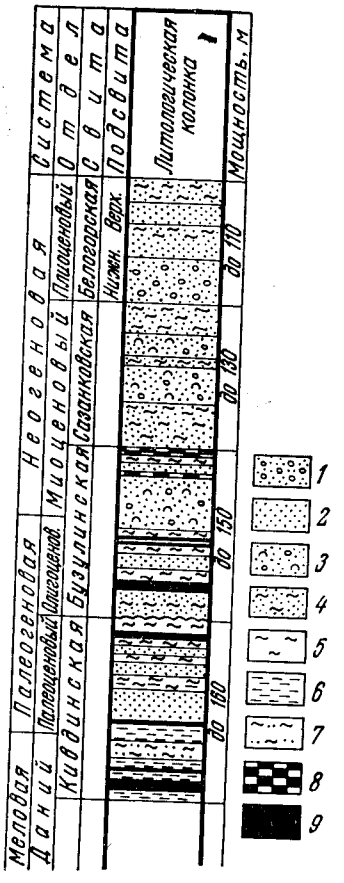


Рис. 33. Сводный литолого-стратиграфический разрез палеогеновых и неогеновых отложений Зейско-Буреинской впадины

1 — песок с гравием и галькой; *2* — песок; *3* — песок каолинизированный; *4* — песок глинистый; *5* — алеврит; *6* — глина; *7*—алеврит песчаный; *8* — лигнит; *9* — бурый уголь

На Кивдо-Райчихинском буроугольном месторождении отложения кивдинской свиты развиты в пределах пологого мульдообразного прогиба с максимальной глубиной и мощностью осадков (до 65 *м*) в районе Аллочкиного отрога, в восточной части г. Райчихинска. Свита представлена слабо уплотненными мелкозернистыми песками и глинами с редкими слоями и линзами грубообломочных пород (рис. 33). В центральной части угленосного бассейна глины несколько преобладают над песками, по периферии содержание песков увеличивается. Глины имеют преимущественно каолинитовый состав с примесью монтмориллонита, образовавшегося за счет разложения вулканических пеплов. Слои разложенного вулканического пепла встречаются и в углях. Пески состоят из кварца (50—80%) и полевых шпатов (10—20%). Содержание минералов тяжелой фракции составляет 0,4—3,2%. Они представлены ильменитом (до 72%), роговой обманкой (до 38%), эпидотом (до 25%), лейкоксеном (до 13,5%), цирконом (до 2%), в небольших количествах псиломеланом, гранатом, пироксеном, турмалином, биотитом, сфеном, марказитом, рутилом, минералами группы кианита, изредка отмечаются корунд и апатит.

В разрезе свиты на Кивдинском буроугольном месторождении известно до семи пластов и пропластков угля темно-коричневого до черного цвета мощностью от 1 до 14,7 *м*. Угли матовые, реже полуматовые, штриховатые, иногда линзовидно-полосчатые с частыми прослойками фюзенового угля, включениями ископаемой смолы. Мощности

http://jurassic.ru/

пластов угля уменьшаются (до полного выклинивания) от центральной части прогиба к его периферии, где они фациально замещаются песчаными отложениями фаций руслово-пойменного комплекса.

Кивдинская свита в Райчихинских эксплуатационных карьерах, по С. А. Музылеву, имеет следующий разрез (снизу).

1.	Пепловый туф шоколадного цвета с обильными остатками флоры *Trochodendroides Speciosa* (Ward) Berry (33%), *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer (24%), *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry (20,1%), *T. Richardsonii* (Heer) Krysht. (5,8%), *Platanus* sp. (3,2%), *Sequoia langsdorfii* (Bromgen.) Heer (1,6%), *Grewiopsis frustratorius* Hollick (0,8%)	
2.	Туф переходит в комковатую серую глину	3—5 *м*
3.	Пласт бурого угля	1 „
4.	Алевролит серый неяснослоистый с остатками чаще *Sequoia Langsdorfii*, изредка *Trochodendroides speciosa, T. arctica, Juglans* sp.	0,1 „
5.	Алевролит темно-бурый, слабослоистый	0,07 „
6.	Глина углистая, комковатая	0,3 „
7.	Бурый уголь	0,15 „
8.	Глина темно-серая с линзами сажи	0,15 „
9.	Бурый уголь	0,4 „
10.	Алеврит серый	0,15 „
11.	Слои сажи	0,6 „
12.	Глина темно-серая, неслоистая	0,25 „
13.	Пласт бурого угля с прослоями разложенного пеплового туфа (?) . .	5 „
14.	Глина коричневато-серая, неслоистая	0,25 „
15.	Пески мелкозернистые и песчаные алевриты; в 7—8 *м* выше кровли 5-метрового пласта залегает 0,4—0,7 *м* с обильной флорой *Acrostichum* sp.?, *Salvinia* sp., *Potamogeton* sp., *Arundo pseudogoeppertii* Berry, *Cyperites* cf. *C. tricarinatus* Vel., *Salix angusta* (Al. Br.) Heer, *S. media* (Al. Br.) Heer, *Myrica* cf. *M. rigida* Lesq, *M.* sp., *Populas balsamoides* Goepp., *Juglans* sp., *Ficus ratonensis* Knowlt., *F.* sp., *Nelumbo protoluteum* Berry, *Ceratophyllum incertum* Berry, *Magnolia gigantea* Baik. sp. nov., *Lindera venusta* Lesq., *Litsea (Malapoenna) gracilis* Baik. sp. nov., *Malapoenna (Tetranthera) praecursoria* (Lesq.) Knowlt, *Cercidiphyllum ellipticum* (Newb.) Brown, *Platanus* sp. cf. *P. aceroides* Goepp., *Gymnocladus mandschurica* Baik. sp. nov., *Robinia amurensis* Baik sp. nov., *Sophora elongata* Baik. sp. nov. *Ailanthus confucii* Ung., *Cotinus ellipticus* Baik. sp. nov., *Heterocalyx saportana* Berry, *Acer* sp., *Paliurus* sp., *Ziziphus matutina* Krysht., *Rhamnus* sp. cf. *R. rectinervis* Heer, *Hovenia thunbergii* (Nath.) Baik., *Actinidia nathorstii* Baik. sp. nov., *Cornus* sp., *Vaccinium praeatrococcum* Baik. sp. nov., *Diospyros ficoidea* Lesq.	

Флора из первого и третьего слоев типичная верхнемеловая, по заключению А. Н. Криштофовича, наиболее молодая из известных на Дальнем Востоке меловых флор. Флора из пород выше верхнего угольного пласта, по мнению Т. Н. Байковской, крайне своеобразна. В ней мало видов, близких с цагаянской флорой. Отсутствуют характерные для цагаяна хвойные и представители рода *Trochodendroides*. В надугленосной флоре совершенно отсутствуют листопадные древесные формы, как *Betula, Corylus, Carpinus, Alnus,* а преобладают более ксерофильные, узколистные элементы, как *Zizyphus, Paliurus, Rhamnus*. Особенностью флоры является также присутствие представителей семейства лавровых, редко встречающихся в других палеогеновых — неогеновых флорах Дальнего Востока. Несмотря на свою древность, флора насчитывает много видов, очень близких к современным видам флоры Японии, Китая и Маньчжурии. В целом она очень похожа на нижнеэоценовую флору Валькокса (Сев. Америка). По заключению А. Н. Криштофовича, эта самая древняя из известных на Дальнем Востоке палеогеновая флора, по-видимому, относится к палеоцену. В таком случае граница между палеогеном и мелом проходит, вероятно, в кровле верхнего 5-метрового угольного пласта.

После тщательного анализа Т. Н. Байковская пришла к выводу о происхождении надугленосной флоры из верхнемеловой, цагаянской

http://jurassic.ru/

в результате изменения климатических условий (в сторону повышения температуры и уменьшения влажности). Последнее вызвало прекращение угленакопления. Резкая смена растительных сообществ указывает на существование в прошлом в верхней части кивдинской свиты скрытого перерыва осадконакопления.

В. И. Финько и Е. Д. Заклинская при изучении спорово-пыльцевых комплексов из цагаянских отложений Зейско-Буреинской впадины сделали вывод о возможном палеоцен-эоценовом возрасте всей кивдинской угленосной свиты (1958). Однако позднейшие исследования М. А. Седовой, Ю. Ф. Чемекова и И. И. Сей спорово-пыльцевых комплексов из верхней свиты цагаянских отложений подтвердили позднемеловой возраст нижней части кивдинской свиты.

Наиболее полный разрез отложений кивдинской свиты отмечается к востоку от г. Благовещенска — в районе Ерковецкого буроугольного месторождения. Породы свиты слагают здесь мульду, вытянутую в северо-восточном направлении. Мощность свиты достигает 158 *м*. В резрезе свиты на Ерковецком буроугольном месторождении отмечается до 10 пластов и пропластков бурого угля, среди которых пять имеют рабочие мощности — от 0,8 до 8 *м*. Мощности пластов угля уменьшаются к периферийным частям мульды. Наиболее устойчивый по мощности (8 *м*) и структуре нижний пласт угля по спорово-пыльцевым комплексам сопоставляется с описанным выше 5-метровым пластом угля Райчихинского буроугольного месторождения.

Судя по характеру разреза, представляется, что осадконакопление в период формирования кивдинской свиты происходило в условиях обширной низменной равнины, в пределах которой существовали крупные и мелкие «Райчихинский» и «Ерковецкий» водоемы, периодически мелеющие и заболачивающиеся. В пределах равнины широкое развитие имели русла рек, формирующие осадки руслово-пойменного комплекса. В краевой возвышенной части равнины, на ее горном обрамлении располагались вулканы, деятельность которых обусловила образование прослоев пепловых туфов. Попадая в условия озерных водоемов, пепловые туфы разлагались с образованием монтмориллонита.

Угли кивдинской свиты используются как топливо. В туфогенных породах свиты можно встретить бентонитовые глины.

Верхне-Зейская впадина

В Верхне-Зейской впадине рыхлые верхнемеловые-палеогеновые нерасчлененные отложения описаны Ю. Ф. Чемековым, Е. М. Вишневской и др. По их данным, рассматриваемые отложения лежат на коре выветривания; в северной части, главным образом, на кристаллических сланцах докембрия, в южной — на нижнемеловых континентальных отложениях. Мощность коры достигает нескольких десятков метров.

Нерасчлененные верхнемеловые-палеогеновые образования представляют переслаивание глин и разнозернистых кварцевых песков, содержащих примесь каолинитоподобного глинистого материала (рис. 34). Нижние слои имеют песчано-галечниковый состав. Мощность толщи около 200 *м*. Произведенные анализы показали присутствие спор и пыльцы, характеризующих верхнемеловые или палеогеновые отложения (*Pinus, Podocarpus,* Taxodiaceae, Betulaceae, Polypodiaceae, *Tuberella*).

Ю. Ф. Чемеков предполагает, что в течение эоцена и олигоцена во впадине существовал длительный стратиграфический перерыв, во время которого происходило образование коры выветривания каолинитового типа, подстилающей неогеново — нижнечетвертичные отложения.

http://jurassic.ru/

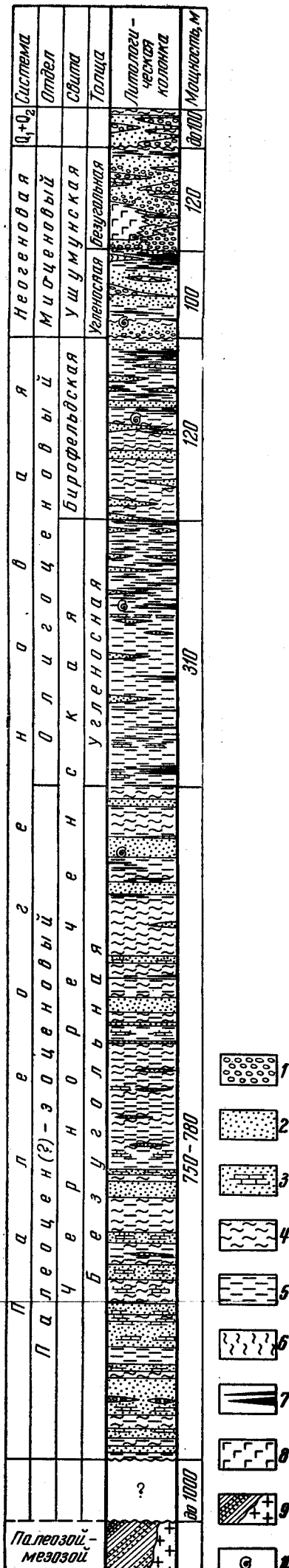


Рис. 35. Сводный литолого-стратиграфический разрез палеогеновых и неогеновых отложений Переяславского грабена

1 — галечник; *2* — песок; *3* — песок с прослоями известкового песчаника; *4* — алеврит; *5* — глина; *6* — диатомит; *7* — уголь; *8* — базальт; *9* — породы складчатого основания; *10* — пресноводная фауна

http://jurassic.ru/

Палеогеновые отложения Зейско-Буреинской и Верхне-Зейской впадин представляют, возможно, практический интерес в отношении россыпной золотоносности и возможного развития каолиновых глин.

Средне-Амурская впадина

Палеогеновые отложения широко развиты в пределах Средне-Амурской впадины и на ее восточных окраинах на западном склоне Сихотэ-Алиня. Впадина эта имеет очень сложное строение и представляет собой сочетание многочисленных грабенов и грабеноподобных погружений, разделенных горстами и поднятиями.

Грабены и грабеноподобные погружения впадины выполнены пресноводно-континентальными палеогеновыми и неогеновыми отложениями, которые С. П. Воскресенский, С. И. Горохов и др. объединяют в чернореченскую свиту, а В. Г. Варнавский, С. И. Кулаков и др. —в среднеамурскую серию. В последней выделяются свиты: чернореченская и бирофельдская (палеоген) и ушумунская свиты (неоген). В краевых частях впадины, в западных предгорьях Сихотэ-Алиня развиты вулканогенные образования.

Изучены палеогеновые и неогеновые отложения в Переясловском, Хабаровском и Бирофельдском грабенах, в пределах которых и расположено несколько буроугольных месторождений. По геофизическим данным, суммарная мощность палеогеновых и неогеновых отложений в Переясловском до 2700 и, возможно, более метров, в Хабаровском 1500 *м*, в Бирофельдском грабене составляет около 2000 *м*. Изучены же осадочные отложения, выполняющие их, всего лишь мощностью до 1450 *м*. Наиболее глубоко залегающие части разреза неизвестны.

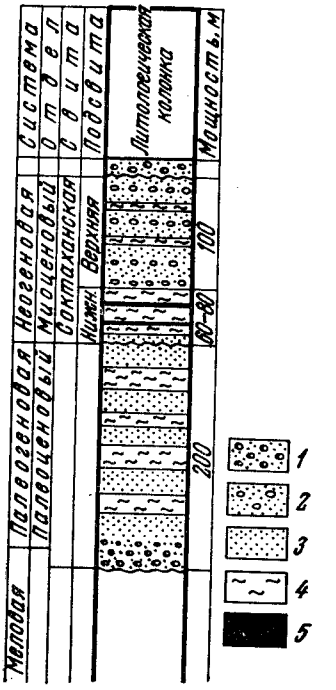


Рис. 34. Сводный литолого-стратиграфический разрез палеогеновых и неогеновых отложений Верхне-Зейской впадины

1 — галечник песчаный: *2* — песок с галькой; *3* — песок; *4* — алеврит; *5* — бурый уголь

В Переясловском грабене, по данным В. Г. Варнавского, С. И. Кулакова и др., осадочные отложения изученной бурением части чернореченской свиты представлены песками разной зернистости (фации руслово-пойменного комплекса и озерного прибрежного мелководья), алевритами, глинами (озерно-болотных фаций), углями и углистыми глинами (фаций торфяных болот) (рис. 35). Нижняя часть осадочных отложений свиты безугольная, верхняя угленосная. Безугольная толща представлена переслаиванием песков и слабосцементированных песчаников преимущественно хорошо- и среднесортированных мелкозернистых и изредка среднезернистых с алевритами, глинами, слабосцементированными алевролитами и аргиллитами серого и светло-серого цвета. В разрезе толщи отмечается большое количество прослоев и линз известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Изредка встречаются маломощные прослои и линзы темно-серых и коричневых алевролитов, аргиллитов и углистых пород.

В нижней части разреза преобладают песчаные разности, в верхней глинисто-алевритовые. В целом же литологический состав пород

http://jurassic.ru/

толщи меняется от мелкозернистых разностей к крупнозернистым по мере движения от центральной части грабена к его бортам и в юго-западном направлении. В прибортовой части грабена широко развиты галечники русел рек и «мусорные» породы конусов выноса. В центральной преобладают глинисто-алевритовые породы.

В составе терригенного материала преобладает кварц, несколько меньшее значение имеют обломки пород и затем полевые шпаты и слюды. Из минералов тяжелой фракции встречаются сидерит (преобладает), ильменит и апатит, единичными зернами отмечаются шпинель, хромит, рутил, анатаз, циркон, лейкоксен, эпидот, гранат, ортит, пирит и роговая обманка. Безугольная толща палеогеновых отложений характеризуется восстановительными условиями среды осадконакопления (pH — 7,76, Eh — 360 милливольт, степень восстановленности среды для песчаников равна 85%, для глин 75% *). Преобразование органических веществ здесь идет по линии битумообразования. По характеру литолого-фациального состава, обнаруженным ассоциациям микрофауны, по сильно развитым хорошо сортированным пескам прибрежного мелководья предполагается, что формирование нижней части разреза палеогеновых отложений чернореченской свиты происходило в условиях обширного, но мелкого пресноводного водоема. Вскрытая мощность толщи составляет 780 *м*.

В скв. 2, пробуренной в юго-восточной прибортовой части Переясловского грабена, в бассейне р. Сидими в интервале 340—238 *м* вскрыты галечники (47 *м*) и мелкозернистые песчаники, по спорово-пыльцевым комплексам относимые к палеоцену — эоцену. Вполне возможно, что самые низы разреза палеогеновых отложений в наиболее погруженной части грабена (еще не изученные в настоящее время) могут быть широко представлены галечниками русел рек и породами конусов выноса.

Верхняя угленосная часть чернореченской свиты в Переясловском грабене имеет мощность 310 *м*. В литологическом составе ее развиты преимущественно глины и алевриты, слабосцементированные аргиллиты и алевролиты, переслоенные песками и слабосцементированными мелко- и реже среднезернистыми песчаниками серого и светло-серого с зеленоватым оттенком цвета. В разрезе толщи отмечается до 15 пластов и пропластков угля и углистых глин и аргиллитов фаций торфяных болот мощностью от 0,5 до 2 *м* и редко до 5 *м*. Здесь же широко развиты темно-серые и коричневые алевритово-глинистые породы фаций застойных и зарастающих озер.

Литологический состав толщи изменчив по простиранию. В разрезе ее в центральной части грабена преобладают глинисто-алевритовые породы озерных фаций, к краевым прибортовым частям грабена преимущественное значение приобретают песчаные и галечниковые разности пород фаций руслово-пойменного комплекса и конусов выноса.

В минералогическом составе терригенного материала преобладают кварц, обломки пород, полевые шпаты, в небольшом количестве присутствуют слюды (мусковит, биотит) и обломки угля, изредка отмечаются хлорит, графит и глауконит. Тяжелая фракция представлена обширным комплексом минералов. Преимущественное значение имеет сидерит (до 25—60%), ильменит, роговая обманка, турмалин и эпидот. В незначительном количестве (в зернах) представлены гематит, шпинель, хромит, сфен, рутил, анатаз, циркон, лейкоксен, апатит, пирит, гранат, ортит, лимонит.

---

* Под степенью восстановленности среды понимается отношение содержания закисного железа к общему содержанию аутигенных форм железа в породе.

http://jurassic.ru/

Формирование угленосной толщи происходило в условиях восстановительной обстановки среды осадконакопления (pH — 7,27, Eh — 370 милливольт, степень восстановленности среды для глин 88% и для песчаников 79%). В нижней части угленосной толщи отмечаются редкие прослои известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В верхней части толщи они отсутствуют. Преобразование органического вещества в толще проходит в сторону углеобразования и в меньшей степени — битумообразования.

В Хабаровском грабене в районе Хабаровского буроугольного месторождения нижняя безугольная толща чернореченской свиты имеет мощность до 250 *м* и представлена в низах галечниками русел рек и песчано-дресвяно-щебнистыми породами конусов выноса, выше идут песчаные отложения русел рек и далее — в верхней части разреза — преобладают озерные алевритово-глинистые осадки (рис. 36).

В составе пород толщи преобладают зерна и обломки кварца, яшмовидных кремнистых пород, реже полевых шпатов. Из минералов тяжелой фракции наиболее часто встречаются ильменит, сидерит, изредка пирит, магнетит, циркон, турмалин, единичны гранат, лейкоксен, эпидот, доломит.

В Хабаровском грабене в районе Хабаровского буроугольного месторождения мощность угленосной толщи составляет 60 *м* и состоит она в основном из углей и углистых глин фаций торфяных болот и глинисто-алевритовых пород озерных фаций. Изредка отмечаются маломощные слои и линзы песков преимущественно мелкой, реже средней зернистости.

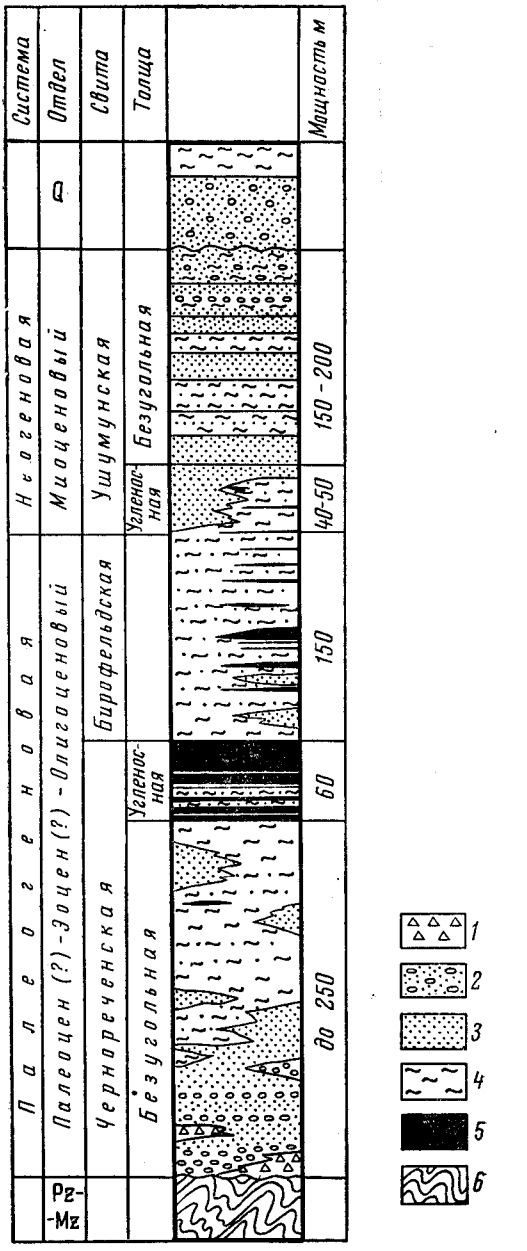
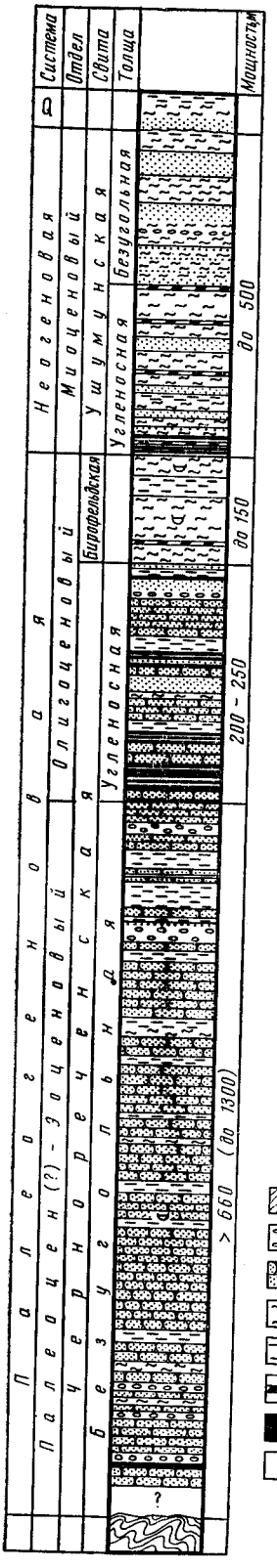


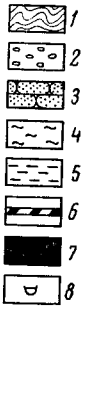
Рис. 36. Сводный литолого-стратиграфический разрез палеогеновых и неогеновых отложений северо-восточной части Хабаровского грабена

1 — песчано-дресвяные отложения; *2* — песок с галькой; *3* — песок; *4* — алеврито-глинистые отложения фаций озерно-болотного комплекса; *5* — бурый уголь; *6* — породы складчатого основания

В составе терригенного материала преобладают кварц и яшмы, часто встречаются полевые шпаты, сидерит, реже обломки осадочных и изверженных пород, очень редко опал, кальцит, хлорит, мусковит, эпидот, циркон. В составе минералов тяжелой фракции преобладают

http://jurassic.ru/





ильменит, турмалин, реже сидерит, очень редко циркон, единичны сфен, лейкоксен, роговая обманка.

В Бирофельдском грабене в районе Ушумунского буроугольного месторождения безугольная толща представлена преимущественно мусорными песчано-глинистыми и песчано-гравелистыми породами конусов выноса и подводных выносов дельты реки, переслоенными глинисто-алевритовыми озерными осадками с частыми прослоями галечников (рис. 37). В нижней части толщи отмечаются три пласта углистых глин мощностью от нескольких долей метра до 5 *м*.

В составе терригенного материала преобладают обломки и зерна эффузивных пород (более 50%), реже кварца (от 1—5% до 10—30%), кремня (до 5%), полевых шпатов (до 5%, изредка до 30%) и обломки осадочных пород (от зерен до 5%), иногда отмечается биотит. Из минералов тяжелой фракции наиболее часто встречается сидерит, циркон, редко эпидот, турмалин, значительное количество рудных минералов — лимонита, гематита, реже пирита.

Минеральный состав глин безугольной толщи в Переясловском грабене в нижней части представлен гидрослюдой с монтмориллонитом, в верхней части — гидрослюдой с незначительной примесью каолинита, в Хабаровском и Бирофельдском грабенах — гидрослюдой с примесью каолинита и монтмориллонита.

Мощность угленосной толщи в Бирофельдском грабене составляет 200—250 *м*. Она представлена в основном песками и слабосцементированными песчаниками преимущественно крупной, реже средней и очень редко мелкой зернистости с частыми прослоями галечников, возможно образовавшихся в условиях подводных выносов дельты крупной реки. В составе толщи здесь отмечается до 24 пластов и пропластков бурого угля и углистых глин и аргиллитов мощностью от долей метров до 3,75 *м*. Пласты угля и углистых глин в почве

Рис. 37. Сводный литолого-стратиграфический разрез палеогеновых и неогеновых отложений северо-восточной части Бирофельдского грабена (Ушумунского буроугольного месторождения)

1 — породы складчатого основания; *2* — галечник; *3* — слабосцементированный песчаник; *4* — алеврит; *5* — глина; *6* — углистая глина; *7* — бурый уголь; *8* — пресноводная фауна

http://jurassic.ru/

постепенно переходят во вмещающие породы, в кровле они перекрываются песчаниками, в большинстве случаев с размывом. В составе терригенного материала преобладают кварц и обломки эффузивных пород (до 80—90%), реже встречается кремень (до 5%) и обломки осадочных пород (до 5%), очень редко полевые шпаты, биотит. Из минералов тяжелой фракции здесь отмечаются сидерит, циркон, эпидот, турмалин, весьма значительно содержание рудных минералов.

Минеральный состав глин угленосной толщи в Переясловском грабене представлен гидрослюдой с каолинитом, в Хабаровском — каолинитом, в Бирофельдском — гидрослюдой с каолинитом и монтмориллонитом.

В районе Бикинского буроугольного месторождения аналоги безугольной толщи не известны. Они слагают здесь более глубокие горизонты, которые не были вскрыты бурением.

В Бикинском буроугольном месторождении угленосная толща слагает самую нижнюю вскрытую бурением часть разреза и имеет видимую мощность 150 *м* (рис. 38). Представлена она песками, алевритами, глинами, бурыми углями. В прибортовых частях Бикинской впадины в ее составе, по всей вероятности, имеют место гравелиты, конгломераты и галечники фаций русел и конусов выноса.

В разрезе отмечается восемь пластов и пропластков бурого угля и углистых аргиллитов мощностью от долей метра до 3—5 *м* и более.

Венчается разрез осадочных отложений палеогена однородной толщей глинисто-алевритовых пород преимущественно кремового и часто серого и светло-серого цвета бирофельдской свиты. Отложения бирофельдской свиты в пределах всех указанных грабенов имеют очень устойчивую мощность. В Переясловском грабене мощность ее 120 *м*, в Хабаровском 120—150 *м*, в Бирофельдском 150 *м*. Отложения свиты мощностью 150—200 *м* имеют место в Бикинском буроугольном месторождении и, как увидим далее, хорошо сопоставляются с толщей алевритово-глинистых осадков надеждинской свиты Южного Приморья.

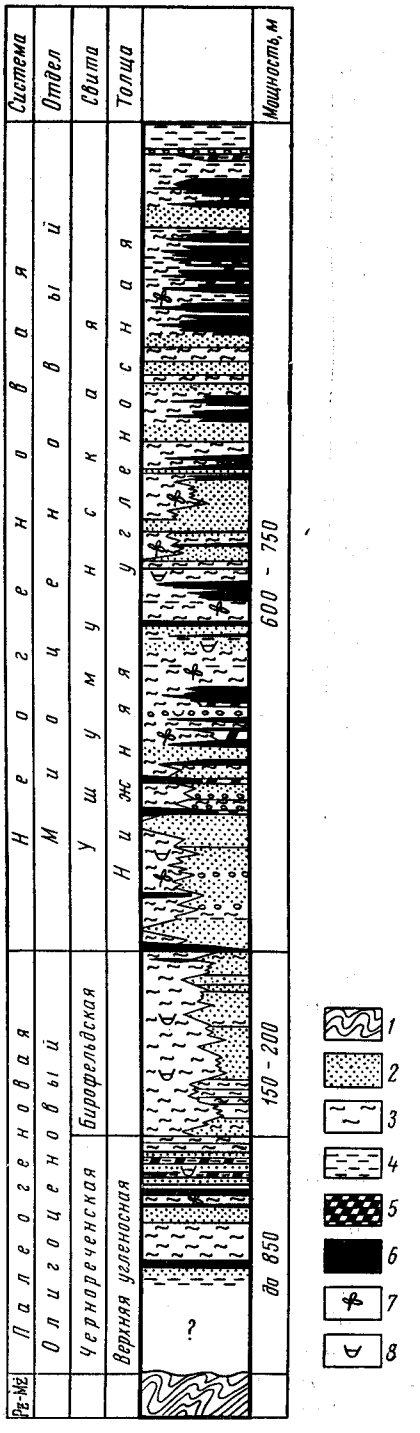


Рис. 38. Сводный литолого-стратиграфический разрез палеогеновых и неогеновых отложений Бикинского буроугольного месторождения

1 — породы складчатого основания; *2* — песок; *3* — алеврит; *4*—глина; *5*—углистая глина; *6* — уголь; *7* — флора; *8* — пресноводная фауна

http://jurassic.ru/

Минералогический состав глин свиты представлен в Переясловском грабене гидрослюдой с примесью каолинита, в Хабаровском — каолинитом и в Бирофельдском — гидрослюдой и бейделлитом.

Глинисто-алевритовые отложения бирофельдской свиты почти всюду залегают согласно на нижележащих.

Палеогеновые отложения имеют в общем горизонтальное пологоволнистое залегание, осложненное зачастую мульдообразными погружениями и куполовидными поднятиями, повторяющими в общих чертах сложные блоковые структуры складчатого основания. На бортах погружений и склонах поднятий падение палеогеновых пород, залегающих вблизи фундамента, достигает 15—20°, а зачастую 30—40°, выше по разрезу углы падения уменьшаются до пологонаклонных.

Палеогеновый возраст описанных отложений устанавливается на основании находок спор и пыльцы, флоры и фауны, микрофауны и диатомовых водорослей.

В нижних частях разреза, вскрытого скв. 2 в юго-восточной прибортовой части Переясловского грабена в интервале 188—340 *м*, обнаружен богатый комплекс спор и пыльцы *Leiotriletes, Licopodium, Filicales,* Hymenophyllaceae, Cyatheaceae, *Gleichenia,* Polypodiaceae, Osmundaceae, *Ligodium, Ophioglossum,* Cycadaceae, *Ginkgo,* Coniferae, *Podocarpus,* Pinaceae, *Abies, Tsuga, Picea, Pinus (Haploxylon, Diploxylon),* Taxodiaceae, *Sequoia, Glyptostrobus,* Cupressaceae, *Salix,* Juglandaceae, *Carya, Alnus, Quercus, Ulmus, Magnolia, Tilia.* В этом палинологическом комплексе наряду с типичными эоценовыми формами встречены и формы верхнего мела (определения Н. С. Громовой).

В верхних частях этого разреза собраны отпечатки флоры *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Ulmus longifolia* Ung., *Corylopsis orientalis* Borsuk, отнесенные Т. Н. Байковской к эоцену. Таким образом, описанный разрез, представляющий собой самую нижнюю часть безугольной толщи, имеет палеоцен-эоценовый возраст.

В скв. 51, пробуренной в юго-западной части Переясловского грабена, в интервале глубины 237—271 *м* вскрывается часть безугольной и угленосная толщи чернореченской свиты и однородная толща глин и алевролитов бирофельдской свиты. В спорово-пыльцевом комплексе здесь наибольшим распространением пользуются покрытосеменные растения. Они составляют в среднем 42—43% от общего количества пыльцы и спор. Общий фон растительности создают умеренно теплолюбивые формы: орех, вяз, ольха, ива, дуб, береза, клен, липа. Отмечается присутствие пыльцы растений средиземноморской флоры: *Rhus, Ilex, Nissa, Magnolia, Liquidambar, Myrica, Platanus.* Единично встречается пыльца тропических и субтропических растений: *Sterculia,* Proteaceae, *Pandonus,* Apocynaceae, Myrtaceae. Список пыльцы голосеменных растений довольно разнообразен. Почти в каждом анализируемом образце присутствуют реликты мелового периода: *Ginkgo, Podocarpus, Cedrus,* в четырех образцах встречены единичные зерна *Podosamites* (возможно, переотложенные). Пыльца хвойных семейств Pinaceae имеет неясную, как бы стертую структуру экзины. Встречено много пыльцы таксодиевых (до 40%). Споры представлены малым количеством и бедны по своему родовому составу. Больше всего встречено спор из семейства Polypodiaceae, отмечены споры *Osmunda, Botrychium, Gleichenia* и единичные зерна *Lygodium, Selaginella, Woodsia.*

Пыльца травянистых и кустарниковых растений встречена в небольшом количестве: Gramineae, *Sparganium, Diervilla,* Ericaceae, Rosaceae. В довольно большом количестве (до 9,8%) встречена пыльца, принадлежащая к покрытосеменным Angiospermae. По мнению М. В. Зива,

http://jurassic.ru/

описанный комплекс спор и пыльцы указывает на олигоценовый возраст рассматриваемых отложений. Их нижняя часть, возможно, имеет переходный верхнеэоценовый — нижнеолигоценовый возраст.

Подобного рода спектр спор и пыльцы отмечен и в разрезе скв. 5-*ок* (319—936 *м*) и в скв. 1/3 (Бирофельдский грабен) с глубины 325 *м* и ниже. В скв. 5-*ок* с глубины 853—871 *м* и ниже по разрезу отмечается значительное уменьшение споровых растений, присутствует постоянно *Ginkgo*, Proteaceae, Myrtaceae, Rhutaceae, Apocinaceae, совсем почти нет березы и лещины. По-прежнему много ольхи и вяза. Совсем нет травянистых растений, кроме Leguminosae. М. В. Зива определяет возраст анализируемого разреза как нижнеолигоценовый, а с глубины 870 *м*, возможно, эоценовый.

В скв. 51 с глубины 268—269 *м* (кровля однородной глинистой толщи) Г. Г. Мартинсоном определен *Viviparus* cf. *lecythoides* Bens. Эту форму он сопоставляет с нижнемиоценовыми формами Восточного Прибайкалья и фауной третичных отложений Китая.

В скв. 5-*ок* на глубине 646—647 *м* (кровля безугольной толщи) им определена *Unio* cf. *bersenevi* Mart. et Pop. Палеогеновые осадочные отложения изучены еще в ряде районов Средне-Амурской впадины. На северной окраине г. Хабаровска располагается Базовское буроугольное месторождение. Разрез палеогеновых отложений Базовского месторождения, изученный В. В. Бочкаревым и Г. М. Васильченко, следующий (снизу).

1. Пески и песчаные глины с галькой мощностью от нескольких метров до 40 *м*.
2. Чередование невыдержанных слоев и линз песчаных глин, водоносных песков, рыхлых туффитов, сидеритов и бурых углей около 100 *м*.
3. Глины темно-серые с рассеянной мелкой галькой — более 100 *м*.

А. Н. Криштофович по сборам Г. М. Васильченко определил из угленосной толщи флору, указав на ее олигоценовый возраст: *Taxites ussuriensis* Krysht., *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer., *Populus lation* Al. Br., *Alangium tiliaefolium* (Al. Br.) Krysht., *Diospyros stenopetala* Heer, *Viburnum* sp.

Сходные по составу угленосные отложения известны по работам С. Д. Архангельского, А. М. Виленского и Б. А. Виноградова (1935) в бассейнах рек Мухена и Немпту. Угленосные отложения перекрыты мощными, возможно неогеновыми, песчаными галечниками и четвертичными базальтами и обнажаются из-под них лишь небольшими пятнами.

К север-северо-западу от Хабаровска палеогеновые отложения распространены в нижнем течении р. Тунгусски, где они изучены при разведочных работах на бурые угли у ст. Литовко Комсомольской ж. д. По В. А. Богатскому и С. И. Шкорбатову, палеогеновые отложения здесь лежат на туфогенных мезозойских породах (снизу): 1) угленосная толща мощностью до 160 *м*, сложенная рыхлыми песчаниками и туфами со слоями глин и бурых углей. В низах — примесь щебенки подстилающих пород; 2) безугольная толща мощностью до 50 *м*, состоящая из глин с линзами песка и обломками угля.

В верхней части этих отложений местами сохранились остатки коры выветривания, проявляющейся красными глинами. В угленосной толще найдены растительные остатки *Sequoia* sp., *Quercus* sp., *Inglans* sp. (определение С. М. Ткалича).

По-видимому, коре выветривания принадлежат белые глины каолинитового состава, залегающие на сильно выветрившихся базальтах кузнецовской свиты и обнажающиеся на правом берегу р. Амура в районе селений Искра, Синда, Мухэ. Эти глины Ю. М. Логинов условно относит к олигоцену.

http://jurassic.ru/

Кроме бурых углей, из полезных ископаемых в палеогеновых осадочных отложениях Средне-Амурской впадины известны туфы и кирпичные глины. Палеогеновые отложения, изученные в Переясловском грабене Средне-Амурской впадины, по литологогеохимическим и битуминологическим особенностям расцениваются В. Г. Варнавским, В. Б. Олениным и другими как нефтепроизводящие и в их толще возможно обнаружение небольших месторождений нефти и газа.

Нижнее Приамурье

К северу от Средне-Амурской впадины палеогеновые отложения изучены в нескольких участках. В среднем течении р. Хунгари, по данным М. С. Коренбаума и В. В. Бочкарева, А. И. Зинченко и Е. М. Помощникова, нижняя часть палеогеновой толщи состоит из конгломератового горизонта и вышележащего угленосного. В последнем залегает слой кристаллического туфа кислого состава, содержащий, по Б. М. Штемпелю, палеогеновую флору. В одной из скважин под угленосной свитой встречены базальты. Сходные образования, по данным К. М. Худолея, Б. Н. Варфоломеевой, широко распространены восточнее междуречья Хуту-Хунгари.

Палеогеновые песчано-глинистые отложения с пластами бурых углей известны в среднем течении р. Горин, где угленосные образования перекрываются светло-зелеными туффитовыми глинами.

В низовьях Амура описаны и многие другие выходы палеогеновых и неогеновых осадочных отложений, содержащих бурые угли и залегающих среди вулканических пород — базальтов, андезито-базальтов, андезитов, липаритов, их туфов и туфобрекчий. Взаимоотношения между разнообразными породами осадочно-эффузивного комплекса в большинстве случаев остались не выясненными. Установлено, что осадочные палеогеновые отложения залегают на базальтах и андезито-базальтах. Палеогеновые отложения известны в пределах Удыльской впадины у селений Софийского, Богородского, Черный Яр, в бассейне р. Иски и других пунктах. Отложения эти представлены преимущественно туфогенными глинами со слоями диатомитов и туфами, которые иногда подстилаются нормальными угленосными отложениями. Это дало основание И. Г. Козлову, производившему в 1934 г. геологические исследования от сел. Малмыж до сел. Софийского, расчленить палеогеновые образования на две части: нижнюю, состоящую из нормальных осадков, и верхнюю — туфовую.

В Усть-Амурском вулканическом районе известны по р. Налео у мыса Носьпах, у селений Богородского и Пуля, на побережье Сахалинского залива, в бассейне р. Иски и в других пунктах небольшие участки палеогеновых осадочных отложений, содержащих бурые угли и залегающих среди вулканических пород. Последние представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами, липаритами, их туфами и туфобрекчиями. По Е. М. Смехову, максимальная мощность палеогеновых образований в Нижнем Приамурье достигает 500—600 *м*.

Наиболее изученным из этих участков является Налевский, расположенный в среднем течении р. Малой Налео. Разрез отложений р. Мал. Налео, по Б. М. Штемпелю, Н. И. Чернышеву и Е. Е. Краснянской (рис. 39), следующий (снизу).

1. Базальты, андезито-базальты . . . . . до 500 *м*
2. Глины песчаные с бломками базальта . . . . 1,5 „
3. Темно-серые глины и алевриты с прослоями мелкозернистых песков и одной сложной буроугольной залежью . . . . . 70 „

http://jurassic.ru/

4. Кремово-желтые глинистые туффиты более . . . 180 *м*
Общая мощность палеогеновых осадочных пород превышает 250 *м*.

Из сборов ископаемой флоры в туффитах Б. М. Штемпелем определены *Clyptostrobus europaeus* Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer, *Carpinus grandis* Ung., *Corylus macquarrii* (Forb.) Heer, *Juglans nigella* Heer, *Alnus kefersteinii* Goepp., *Populus zaddachi* Heer.

Флора указывает на палеогеновый, видимо, олигоценовый возраст пачки туффитов.

У мыса Носьпах Н. И. Чернышевым обнаружены галечники с галькой базальта, выше которых лежит толща с переслаивающимися глинами и песчаниками. Из растительных остатков, собранных у мыса Носьпах в глинах А. Н. Криштофовичем были определены *Quercus drymeja* Ung., *Comptonia* sp., *Phyllites* sp., и семя двудольного. А. Н. Криштофович предполагает эоценовый возраст флоры.

Небольшой участок палеогеновых осадочных отложений по р. Бол. Иски был известен со времен исследований А. Ф. Бацевича (1894) и отмечается в работах И. А. Преображенского (1924), А. В. Арсентьева (1926), В. Н. Даниловича (1935) и Л. В. Качина. Общая наблюдавшаяся мощность палеогеновых отложений на р. Бол. Иски составляет 55 *м*. Нижнюю часть толщи составляют туфы и туфобрекчии кислого состава. В средней части толщи преобладают глины, содержащие растительные остатки и тонкие слои бурого угля. Угленосные отложения перекрываются туффитами с видимой мощностью более 40 *м*. А. Н. Криштофович среди растительных остатков, собранных из угленосных слоев, определил *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Sequoia langsdorfii* (Br.) Hr., *Dicotylophyllum* sp.

Наличие в составе флоры *Osmunda sachalinensis* Krysht. позволяет предположить ее эоценовый возраст.

Небольшой мощности толщи диатомитовых глин обнажаются на правом берегу Амура у сел. Пуля. Исследования глин, сделанные Н. В. Анисимовой, установили преобладание в них *Melosira granulata* cf. *curvata, Melosira granulata angustissima,* т. е. форм, характерных для участков глубоких озер у впадения в них горных рек. В. П. Кузнецов в той же толще глин у сел. Пуля обнаружил остатки *Glyptostrobus curopaeus* Heer, указывающие, по мнению А. Н. Криштофовича, на палеогеновый возраст диатомовых глин.

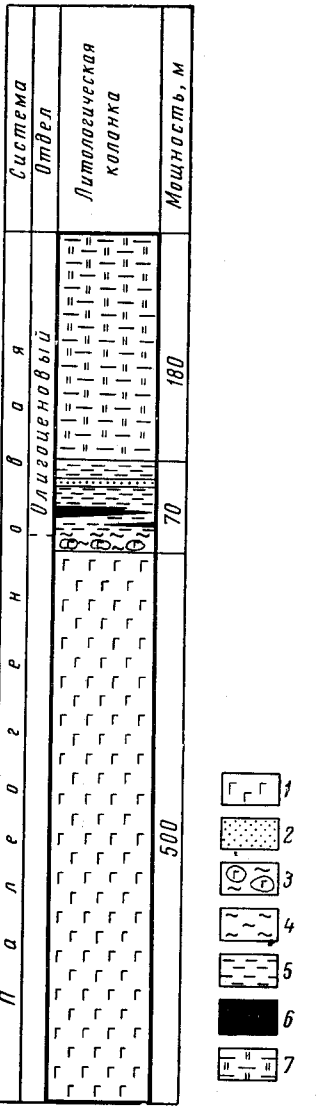


Рис. 39. Сводный литолого - стратиграфический разрез палеогеновых и неогеновых отложений, развитых в районе среднего течения р. Малой Налео

1 — базальты; андезито-базальты; *2* — песок; *3* — алеврит с обломками базальта; *4* — алеврит; *5* — глина; *6* — бурый уголь; *7* — глинистый туффит

http://jurassic.ru/

Диатомиты, вероятно палеогеновые, были найдены на восточном берегу п-ова Тохареу. Большой интерес имеет присутствие редких экземпляров морских диатомей из группы *Centrales* в туфах у мыса Берха (Е. М. Смехов). Однако эту находку оспаривает К. В. Антонов, указывающий на выходы здесь лишь выветрившихся базальтов.

Очень распространены в долине Амура древние коры выветривания, возраст которых разными исследователями определяется от юрско-мелового (Ю. А. Ливеровский) до среднечетвертичного (В. Я. Филиппович).

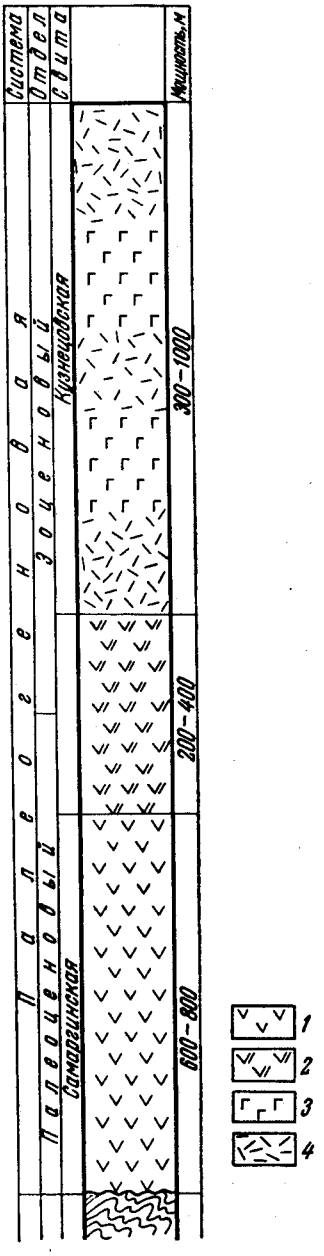


Рис. 40. Сводный литолого - стратиграфический разрез палеогеновых отложений, развитых на юго-восточном обрамлении Средне-Амурской впадины (западные склоны хр. Сихотэ-Алинь)

1 — андезит, андезито-дациты; *2* — трахиандезиты; *3* — базальт, андезито-базальт; *4* — туф андезито-базальтов

Северный и Центральный Сихотэ-Алинь

На юго-восток и восток от Средне-Амурской впадины, в горных районах Сихотэ-Алиня происходит значительное, а местами почти полное замещение осадочных пород палеогена вулканическими. Здесь угленосные толщи подстилаются базальтами и андезито-базальтами, что напоминает соотношения угловской буроугольной толщи с зайсановскими андезитами и андезито-базальтами в Южном Приморье.

На юго-восточном обрамлении Средне-Амурской впадины, в пределах западных склонов Сихотэ-Алиня широко развиты палеогеновые вулканогенные образования. Здесь в палеогене продолжалась начавшаяся в позднемеловое время интенсивная вулканическая деятельность, обусловившая образование мощных эффузивных толщ. Полоса этих эффузивов следует западному Сихотэ-Алиньскому структурному шву и прослеживается вдоль него далеко на север. В верховьях рек Алчан, Подхоренок, Мухен, Хор, Анюй, Нельты эти эффузивы изучались в последние годы Г. И. Степановым, Ю. М. Логиновым, А. А. Козловым и др.

Здесь отмечаются три толщи: нижняя — андезиты, андезито-дациты, дациты и их туфы; средняя — трахиандезиты; верхняя — базальты, андезито-базальты, андезиты (рис. 40). Эффузивы нижней толщи сопоставляются с соответствующими породами самаргинской свиты палеоценового возраста, описанной В. А. Ярмолюком и Л. М. Кривицким в Центральном Сихотэ-Алине. Мощность их точно не установлена и определяется предположительно в 600—800 *м*. Палеоценовый возраст самаргинской свиты оспаривается геологами В. Г. Плахотником, А. А. Козловым и др.

http://jurassic.ru/

Средняя трахиандезитовая толща мощностью 200—400 *м* имеет незначительное распространение.

В левом борту долины р. Самарги, на участке между устьями ее притоков Иссими и Сабу В. Г. Плахотником описана пачка туфогенно-осадочных пород мощностью 150 *м*, содержащих горизонт туфогенных конгломератов с галькой андезитов и дацитов. Аналогичные андезиты и дациты, по данным В. Г. Плахотника, перекрывают вышеуказанные туфогенно-осадочные отложения. В пачке туфогенно-осадочных пород преобладают туффиты, алевритовые, псаммитовые и псефитовые туфы андезитового состава.

В нижней части пачки, в алевролитах, обогащенных растительным детритом, и псаммитовых туфах собраны растительные остатки, среди которых С. И. Неволиной определены следующие виды: *Platanus* sp. cf. *P. cuneiformis* Krass., *Gleichenia sachalinensis* Krysht., *Viburnum* sp. cf. *V. sachalinensis* Krysht. et Baik., *Piliurus* sp., *Equisetum arcticum* Heer, *Phyllites* sp. cf. *Cornus* sp., *Dryophyllum* sp. cf. *D. whitmanii* (Knowlt) Bell, *Sassaphras* sp., *Vitis* sp., *Grewiopsis* sp.

По мнению С. И. Неволиной, приведенный комплекс флоры позволяет вмещающие их отложения отнести к верхнему мелу. В частности, *Gleichenia sachalinensis* Krysht. не встречалась до настоящего времени в более молодых образованиях. Исходя из этих данных В. Г. Плахотник считает возраст самаргинской свиты верхнемеловым (датским).

Учитывая данные абсолютного возраста, а также залегание (по Б. Я. Абрамсону, Н. Н. Пагольскому и др.) трахиандезитов между толщами эффузивов самаргинской и вышележащей кузнецовской свит, возраст описываемой толщи определяется палеоцен-эоценовым.

Верхняя толща широко распространенная в пределах Северного и Центрального Сихотэ-Алиня (А. П. Глушков, А. И. Фрейдин, Г. И. Степанов, В. Г. Струве) и Южного Приморья выделяется под названием кузнецовской свиты.

Разрез толщи, по данным В. Г. Струве и др., в районе горы Синюхи, к востоку от г. Вяземского следующий (снизу):

1. Туфы андезито-базальтов микрозернистые, зеленовато-серые, выветрелые с включением обломков андезито-базальтов. Основная масса туфов представлена стекловатым и пылеватым серовато-бурым веществом, в котором беспорядочно разбросаны обломки плагиоклаза и авгита. Выше туфы постепенно переходят в туфолавы . . . . . 175 *м*
2. Авгитовые андезито-базальты, микрозернистые, порфировидные сизовато-серые, плотные с неровным раковистым изломом. Основная масса представлена микролитами плагиоклаза, авгита, эпидота, цоизита и агрегатами стекла. Плагиоклазы серицитизированы, с зональными двойниками. Стекло бурое, изотропное. Структура основной массы интерсертальная. В порфировых выделениях пироксен-авгит таблитчатый, восьмиугольной формы с полисинтетическими двойниками. В нижней части покрова встречаются роговообманково-оливиновые андезиты и базальты, которые, в отличие от описанных выше, в порфировых выделениях содержат роговую обманку . . . . . 50—60 „
3. Туфы андезито-базальтов зеленовато-серые, плотные, выветрелые с включением обломков неправильной формы размером до 8 *см*, андезито-базальтов . . . . . 100 „

Мощность 335 *м*.

На нижележащую самаргинскую свиту кузнецовская ложится здесь несогласно. Мощность толщи эффузивов кузнецовской свиты 300—1000 *м*.

В пределах Восточного Сихотэ-Алиня палеогеновые осадочно-вулканогенные породы известны в следующих пунктах: в верховьях р. Кхуцин, у устья р. Кузнецовой, в верховьях р. Бикин, по рекам Самарге, Единке, Ахобе, у бухты Луговой, по р. Ботчи и Нельма,

http://jurassic.ru/

у сел. Гроссевичи, по р. Коппи, на берегу бухты Сизиман, к югу от п-ова Сюркум, на берегу залива Де-Кастри, у мыса Берха, на междуречье Ма и Мотяга, на берегу залива Счастья и в других пунктах.

Палеогеновые отложения в верховьях р. Кхуцин изучались сначала Г. М. Власовым, а затем В. А. Ярмолюком, составившим здесь следующий разрез.

1. Андезиты, андезито-базальты, их туфы, лежащие несогласно на верхнемеловых кварцевых порфирах . . . . . 300—400 *м*
2. Угленосная толща (глины, туфогенные алевролиты с бурыми углями) 140—160 „
3. Липаритовые туфы . . . . . 150 „

Эти породы покрыты дислоцированными базальтами и туфами, слагающими почти весь бассейн р. Улянгоу и значительную часть бассейна р. Зевы. Мощность их достигает 400 *м*. Базальты и туфы прорываются фельзолипаритами и несогласно перекрыты нижнечетвертичными плато-базальтами.

Во флоре, собранной В. А. Ярмолюком из кхуцинской угленосной толщи (у сел. Верхотуровки), М. И. Борсук определила *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer, *S. langsdorfii* var. *angustifolia* Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Pinus* sp., *Platanus guillelmae* Goepp.

По заключению М. И. Борсук, присутствие в составе флоры характерных для нижнедуйской свиты Сахалина *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Platanus guillelmae* Goepp., позволяет сделать предположение об эоценовом возрасте угленосных отложений р. Кхуцин и допустить параллелизацию их с отложениями нижнедуйской свиты Сахалина *. Л. Н. Маркова, изучавшая спорово-пыльцевой состав кхуцинских углей, обратила внимание на сходство его со спорово-пыльцевым комплексом из углей олигоцен-эоценовой угленосной толщи Артемовского рудника Южного Приморья (угловская буроугольная свита).

Разрез рассматриваемой свиты в бассейнах рек Самарга, Единка, Ахобе, по В. А. Ярмолюку (рис. 41), следующий (снизу).

1. Вулканическая толща, залегающая несогласно на верхнемеловых кварцевых порфирах, состоящая преимущественно из андезитов, андезито-дацитов, дацитов, их туфов и туфобрекчий. Нижняя часть толщи сложена туфоконгломератами, содержащими слои кристаллических туфов и отдельные лавовые потоки. Верхняя — представляет наслоение лавовых потоков андезитов, андезито-дацитов и дацитов.
   Мощность толщи 1700 *м*; она прорвана гранитами, гранодиоритами и диоритами.
2. Потоки и покровы базальтов, андезито-базальтов, их туфов и туфобрекчий (кузнецовская свита). Иногда в составе эффузивной толщи встречаются черные плотные долериты. Мощность свиты до 500 *м*.
3. Буроугольная толща, сложенная туфогенными песчаниками и сланцами с прослоями липаритовых туфов, конкрециями сидерита и бурыми углями. Мощность 200 *м*.
4. Липариты и их туфы. Липариты представляют светлые свежие породы с витрофировой, сферолитовой или микрофельзито-порфировой структурой. Порфировые выделения: кварц, санидин, альбит, иногда биотит. Кристаллические и пепловые туфы, сопровождающие липариты, состоят из обломков кварца, плагиоклаза, стекла, биотита, санидина.

Флора буроугольной толщи, собранная по р. Самарге в 3 *км* выше впадения в нее р. Пучи, по М. И. Борсук, содержит *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Ulmus* sp., *Magnolia* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *T. richardsonii* (Heer) Krysht., *Platanus* sp. ex gr., *Platanus basilobata* Ward., *Celastrophyllum* sp., *Vitis sachalinensis* Krysht., *Phyllites* sp. (два вида).

* Ввиду находок в последнее время остатков *Osmunda sachalinensis* в осадках позднего мела, возраст приведенного небольшого комплекса рассматривается в более широком диапазоне палеоцен-эоценового времени.— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

В составе этой флоры, по заключению М. И. Борсук, имеются формы, позволяющие проводить аналогию с палеоцен-эоценовыми формами Дальнего Востока и наметить связи ее с межконгломератовой и нижнедуйской флорой Сахалина*.

По р. Ботчи Л. Б. Кривицким в 1948 г. описан следующий разрез палеогеновых отложений (снизу).

1. Андезиты, дациты, их туфы (самаргинская свита), несогласно лежащие на кварцевых порфирах . . . . 500—600 *м*
2. Андезиты, андезито-базальты (кузнецовская свита), лежащие несогласно на самаргинской свите . . . . 300—350 „
3. Толща туфогенно-осадочных пород (кхуцинская свита по В. Г. Плахотнику), разделяющаяся на две части:
   а) нижняя, сложенная туфогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с растительными остатками, пласты и пропластки бурого угля мощностью до 1,5—3 *м*;
   б) верхняя, слагающаяся пепловыми туфами диатомитами и опоковидными породами; общая мощность толщи . . . . . 100—120 „

В собранной Л. Б. Кривицким в пепловых туфах ископаемой флоре М. И. Борсук определила *Taxus praecuspidata* sp. nov., *Thuites ehrenwardii* Heer, *Juglans acuminata latifolia* (Braun) Heer, *Betula prisca* Ett., *Alnus* sp., *Carpinus grandis* Ung., *Corylus macquarrii* (Forb.) Heer, *C. macquarrii* var. *microdonta* Heer, *Sorbus elliptica* sp. nov., *Cratae gus.* sp.

В 1903 г. Я. С. Эдельштейн в тех же туфах по р. Ботчи собирал флору. Из этих сборов И. Б. Палибин определил *Tsuga schmidtiana* Palib., *T.* sp., *Pinus* sp., *Sequoia langsdorfii* (Br) Heer, *Thuites ehrenswardii* Heer, *Alnus keferstlinii* Goepp., *Carpinus grandis* Ung., *Betula sachalinensis* Heer, *B. prisca* Ett., *Corylus macquarrii* (Forb.) Heer, *Sophora edelsteini* Palib.

В опоках туфогенно-осадочной толщи (кхуцинская свита), обнажающейся в левом борту долины р. Ботчи у впадения в нее р. Мульин, Э. К. Дулькис собрала

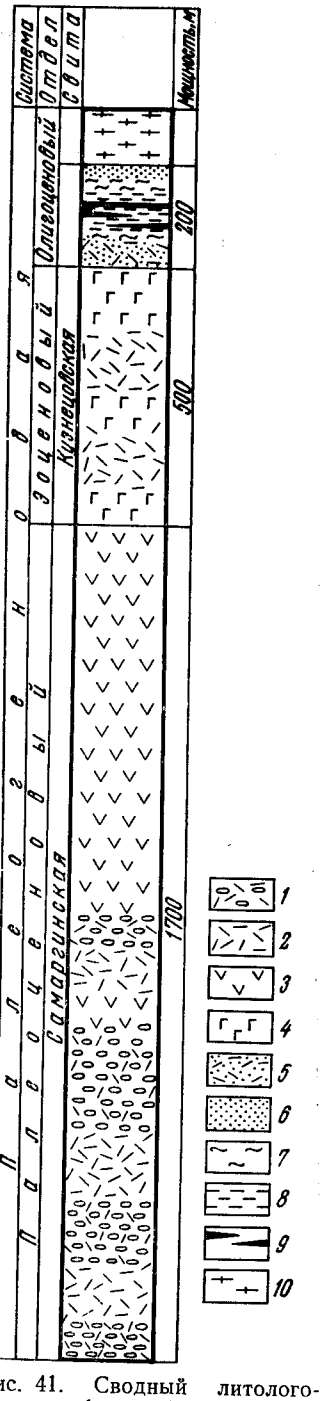


Рис. 41. Сводный литолого-стратиграфический разрез палеогеновых отложений бассейнов рек Самарга, Единка, Ахобе

1 — туфоконгломерат; *2* — кристаллический туф; *3* — андезит, андезито-дацит; *4* — базальт; андезито-базальт; *5* — туфогенный песчаник; *6* — песок; *7* — алевролит; *8* — глина; *9* — бурый уголь; *10* — липариты и их туфы

* Более обильные материалы, полученные позже по флоре буроугольной толщи с р. Самарги, позволили М. И. Борсук установить в ней ряд характерных позднемеловых видов, дополнивших комплекс и уточнить его возраст в целом в пределах позднемелового времени. *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

богатую флору, из которой Р. З. Генкина определила следующие виды: *Thuites lhrenswardii* Heer, *Taxodium dubium* Heer, *Gliptostrobus europaeus* Heer, *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *S. langsdorfii* var. *angustifolia* Heer, *Phragmites* sp., *Abronia* sp. ex gr. *A. bronnii* (Ung.) Laur., *Pinus* sp., *Populus glandulifera* Heer, *P. latior* Goepp., *Myrica banksiaefolia* Ung., *Alnus kefersteinii* Goepp., *Betula prisca* Ett., *B. brongniartii* Ett., *B. elliptica* Sap., *B. sachalinensis* Heer, *Corylus macquarrii* (Forb.) Heer, *Carpinus grandis* Ung., *Fagus antipovii* Heer, *Pterocarya castaneifolia* (Goepp.) Menz., *Ulmus carpinoides* Goepp., *U. braunii* Heer, *U. plurinervia* Ung., *U. speciosa* Newb., *U. tenuinervis* Lesq., *U.* sp. ex gr. *U. bronnii* Ung., *Querçus neriifolia* Al. Br., *Juglans acuminata* Al. Br., *Vitis crenata* Heer, *Acer* sp., Tilia sp. cf. *T. sachalinensis* Heer, *Phyllites* sp.

По мнению Р. З. Генкиной, этот состав флоры указывает на верхнеолигоценовый возраст вмещающих пород.

В коллекции А. Б. Разживина с р. Ботчи из тех же пород были определены *Taxites prescuspidata* sp. n., *Thuites ehrenwardii* Heer, *Juglans acuminata latifolis* (Braunn) Heer, *Betula prisca* Ett., *Alnus* sp., *Carpinus grandis* Ung.

Эта флора, по мнению М. И. Борсук, стоит очень близко к позднеолигоценовой флоре надеждинской свиты Южного Приморья. Сходен состав ботчинской флоры и с флорой, собиравшейся А. Г. Кузнецовым, А. Коккереллем, Г. М. Власовым и изучавшейся А. Н. Криштофовичем и М. И. Борсук по р. Амагу. Флору эту А. Н. Криштофович рассматривал как соответствующую олигоценовой флоре Посьета. Помимо большого количества общих видов, на родственность флор Посьета, Ботчи и Амагу указывает приуроченность растительных остатков к тонкослоистым пепловым туффитам кремово-желтоватого цвета. Эти туфогенные породы повсюду подстилаются угленосными отложениями, которые в свою очередь лежат на базальтах.

В Северном Сихотэ-Алине впервые охарактеризованные флорой палеогеновые отложения в районе бухты Сизиман стали известны в 1932 г. по работам Г. М. Власова.

Здесь несогласно на базальтах лежит туфогенно-осадочная толща мощностью около 70 *м*. В основании ее находятся конгломераты с базальтовыми гальками. Выше она сложена пепловыми туфами, туффитами, туфогенными песчаниками. В песчаниках находятся стволы опализированной древесины, в туффитах — флора *Sequoia langsdorfii* Brongn., *Populus* sp., *Alnus keferstenii* Goepp., *Carpinus* sp., *Juglans* sp. Возраст отложений по этой флоре определен С. М. Ткаличем как олигоценовый.

К югу от бухты Сизиман разрез палеогеновой толщи следующий (снизу).

1. Брекчия, лежащая на базальтах . . .	10 *м*
2. Туфогенные пески	15 „
3. Липаритовые туфы	10 „

В морских обрывах можно наблюдать, что палеогеновая осадочная толща и подстилающие ее базальты пересекаются жилами фельзолипаритов.

В 1951 г. флора из туфогенных слоев бухты Сизиман была собрана Е. Т. Михалиной. Изучавшая эту флору Р. З. Генкина определила *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Thuites* sp., *Myrica* sp., *Citrophyllum eocenicum* Berry, *Fagara petraflumensis* Berry, *Banisteria texana* Berry, *Diospyros rotundifolia* Lesq., *Ficus inaequalis* Lesq., *Magnolia tenuinervis* Lesq., *M.* sp. cf. *M. lakesii* Knowlt., *Acer* sp. cf. *A. trilobatum* Al. Br., *Rhus* sp., *Leguminosites serrulatus* Lesq.,

http://jurassic.ru/

Fraxinus cf. *eocenica* Lesq., *Buettneria jacksoniana* Berry, *Nectandra antillanafolia* Berry.

В том же году новая флора из северных обрывов бухты Сизиман, собранная М. А. Фаворской, была определена М. И. Борсук: *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer, *Myrica ussuriensis* sp. n., *Ficus* sp., *Magnolia* sp. cf. *M. leei* Knowlt., *Leguminosites* sp.

М. И. Борсук отмечает отличие сизиманской флоры от олигоценовых флор Приморья и допускает возраст охарактеризованных ею отложений в пределах от верхнего мела (датский ярус) до эоцена.

В 1955 г. из тех же обнажений бухты Сизиман В. Г. Плахотником были собраны *Fagara eocenica* Berry, *Sophora puryearensis* Berry, *Banisteria pseudolaurifolia* Berry, *Tecoma preradicans* Berry, *Burseri-tes fayettensis* Berry, *Ulmus oblongifolia* Hollick, *Rhus rosaefolia* Lesq., *Rhamnites cornifolius* Hollick, *Celastrus minor* Berry, *Ficus occidentalis* Lesq., *Sapindus linearifolius* Berry.

Р. З. Генкина отмечает сходство флоры с эоценовыми флорами Северной Америки. Все или почти все сизиманские формы встречаются в кенайских отложениях или свите форт-юнион, которая относится Нолтоном к эоцену. С олигоценовыми флорами Приморья сизиманские флоры, как считает Ю. М. Вдовин, имеют мало общего.

По М. А. Фаворской (1956), палеогеновые конгломераты с глыбами базальтов и туфогенные песчаники распространены на берегу Татарского пролива между п-овом Сюркум и мысом Аукан, где отвесные обнажения их на высоте 150 *м* переходят в плато, представляющее эоценовую поверхность выравнивания. Местами эта поверхность поднята на высоту 300—400 *м* над современным уровнем моря. Наличие останцов эоценовой поверхности выравнивания, образованной эффузивами кузнецовской свиты, отмечают для бассейна нижнего течения р. Тумнин Ю. А. Иванов, В. В. Палицына и др. По мнению Я. И. Файна, В. А. Шуршалиной и др., возраст этой поверхности выравнивания, наблюдающейся и на побережье Амурского лимана, олигоценовый, так как она срезает породы, из которых наиболее молодые — эоценовые. Высота поверхности достигает 500—600 *м* и лишь на окраинах горных районов составляет 300—400 *м*.

Южнее устья р. Аукан среди базальтов залегают линзы туфогенных пород. Из образцов, взятых здесь Н. А. Болховитиной, был изучен следующий спорово-пыльцевой комплекс: *Osmunda* sp. (1%), Polypodiaceae (20%), *Filicales* (2%), *Ginkgo* (3%), *Picea* (18%), Cupressaceae (21%), *Taxodium* (11%), *Sequoia* (5%), *Alnus* (10%), *Mirtus* (6%), *Ericaceae* (1%).

Возраст этого комплекса определяется Н. А. Болховитиной палеогеновым.

Толща базальтов, андезито-базальтов, их туфов, содержащая в районе бухты Сизиман и у устья р. Аукан линзы туфогенных пород, широко распространена в Северном Сихотэ-Алине. Она отмечается З. П. Потаповой в обнажениях железнодорожных выемок трассы Комсомольск — Советская Гавань, а также Ю. Ф. Чемековым в бассейне р. Коппи, В. Н. Плиевым, Л. С. Устиновой и другими в среднем течении р. Хунгари. Всеми исследователями эти образования параллелизуются с эоценовой кузнецовской свитой.

В северных районах Сихотэ-Алиня в туфогенных и туфогенно-осадочных породах этой свиты собраны богатые коллекции флоры. В районе мыса Накатова в 10-сантиметровом слое алевритовых кристалло-витрокластических туфов, залегающих в толще туфобрекчии с покровами плагиоклазовых андезитов, В. Г. Плахотником собрана флора, в составе которой Р. З. Генкиной определены *Smilax* sp. ex gr.,

http://jurassic.ru/

S. coloradensis Knowlt, *Fruit* cf. *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Cinnamomum* sp. cf., *C. vera* Berry, *Rhamnus rossmassleri* Ung., *Fagara petraflumensis* Berry, cf. *Cassia glenni* Berry.

Эта флора, по заключению Р. З. Генкиной, характеризует эоценовый, возможно нижнеэоценовый возраст вмещающих пород.

В туфоаргиллитах толщи туфов андезитового состава, обнажающихся в районе бухты Сизиман, З. К. Дулькис собрана флора, из которой Р. З. Генкиной определены *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Myrica* sp., *Fagara eocenica* Berry, *Sophora purycarensis* Berry, *Banisteria* cf. *B. texana* Berry, *Tecoma preradicanus* Berry, *Burserites fayettensis* Berry, *Ulmus oblongifolia* Hollick., *Rhus rosaefolia* Lesq., *Ficus pseudopopulus* Lesq., *Buettneria jacsoniana* Berry, *Magnolia* sp. ex gr. *M. tenuinervis* Lesq., *Leguminosites* sp. ex gr. *L. serrulatus* Lesq., *Sapindus linearifolius* Berry. По мнению Р. З. Генкиной, данный комплекс флоры позволяет датировать вмещающие породы эоценом.

Аналогичная флора в отложениях кузнецовской свиты была собрана у мыса Сюркум.

В районе Красного Утеса (левый борт долины р. Самары, выше впадения в нее р. Дагды) в конгломератах свиты определены спорово-пыльцевые комплексы, по мнению В. Ф. Морозовой, датирующие эоценовый возраст, конгломератов.

Большой интерес представляют туфогенно-осадочные отложения, встреченные вблизи г. Советская Гавань А. Б. Разживиным, А. В. Кутяйкиным и другими в верхней части палеоценовой самаргинской свиты под эоценовыми базальтами и андезитами. Эти отложения представляют стратиграфические аналоги назимовской свиты. Они могут оказаться промышленно угленосными, так же как и в Южном Приморье.

Туфогенные песчаники с прослоями глин, конгломератов и бурого угля, залегающие ниже кузнецовской свиты, описаны Я. И. Файном, В. А. Шуршалиной и другими для приустьевой части Амура.

Верхним членом палеогенового разреза Северного Сихотэ-Алиня являются липариты и липаритовые туфы кхуцинской свиты. Кроме берега бухты Сизиман, они наблюдались М. А. Фаворской в районе мыса Медного и мыса Голода, а также в верхнем течении одноименной реки. К югу от бухты Сизиман липаритовые туфы лежат на эоценовых базальтах и туфогенных породах и перекрыты неогеновыми (миоценовыми) базальтами.

Таким образом, в Северном Сихотэ-Алине прослеживаются главные члены палеогенового разреза Центрального Сихотэ-Алиня, а именно: аналоги палеоценовой самаргинской свиты андезито-дацитового состава, эоценовой кузнецовской свиты базальтов и андезито-базальтов и эоцен-олигоценовых липаритов и их туфов кхуцинской свиты. Осадочные образования в Северном Сихотэ-Алине имеют сравнительно с эффузивами небольшое развитие.

От этой схемы стратиграфии вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Северного Сихотэ-Алиня несколько отличается схема В. Г. Плахотника. Выше уже отмечалось, что он вулканогенные образования самаргинской свиты относит к датскому ярусу верхнего мела. Между туфо-эффузивными образованиями самаргинской свиты и андезитами, андезито-базальтами и их туфами кузнецовской свиты он выделяет тахобинскую свиту, представленную кварцевыми порфирами, туфолавами, фельзитами, фельзит-порфирами, туфами и туффитами. Вулканогенные и туфогенно-осадочные отложения свиты, по Б. Г. Плахотнику слагают разрозненные покровы почти на всем протяжении восточного склона Сихотэ-Алиня.

http://jurassic.ru/

В прибрежной полосе между реками Кхуцином и Тахобе нижняя часть свиты представлена в основном туфами, туфолавами и кварцевыми туфами. Верхняя часть свиты сложена фельзитами, фельзит-порфирами и туфогенно-осадочными породами. Наиболее полный разрез верхней части свиты отмечается в левом борту р. Тахобе, выше впадения кл. Горелого. Здесь собрана флора; среди которой М. И. Борсук определила *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer, *Sequoia ambigua* Heer, *Alnus carpinoides* Lesq., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Grewiopsis microdentata* Bors., *Viburnum antiquum* (Newb.) Holl и др. Эти растительные остатки указывают на позднемеловой — палеоценовый возраст вмещающих пород.

Из приведенного обзора видно, что для всей большой по протяженности площади Восточного Сихотэ-Алиня и Усть-Амурского вулканического района стратиграфия вулканогенного комплекса выдержана в общих чертах.

Палеоценовая вулканогенная толща самаргинской свиты ложится на верхнемеловые кварцевые порфиры с размывом и несогласием. С тектоническими движениями у границы позднего мела и палеоцена, которые могут быть сопоставлены с раннеларамийской складчатостью, связана интрузивная деятельность.

Самаргинская свита, мощность которой достигает 1700 *м*, в нижней части состоит из андезитов, дацитов, туфобрекчий, в верхней — из более кислых лав до липаритов, фельзитов, плагиопорфиров. Некоторыми исследователями выше самаргинской свиты выделяется самостоятельная толща андезитов. С послесамаргинскими (позднеларамийскими) тектоническими движениями связан комплекс разнообразных интрузий.

На самаргинской свите эпизодически в разрезах Сихотэ-Алиня появляются маломощные осадочные, в том числе угленосные, отложения с эоценовой, может быть палеоценовой, флорой (аналоги назимовской свиты Южного Приморья). Они согласно перекрываются широко распространенной в Сихотэ-Алине кузнецовской свитой мощностью до 500 *м*, сложенной базальтами, андезито-базальтами и андезитами. В промежуточных осадочных слоях этой свиты содержится эоценовая флора. На побережье бухты Гроссевичи и севернее Л. Б. Кривицкий и М. А. Фаворская наблюдали в кузнецовских базальтах интрузии гранодиорит-порфиров и кварцевых монцонит-порфиритов.

На кузнецовских эффузивах залегают с размывом осадочные толщи с бурыми углями (аналоги угловской свиты Приморья и палеогеновой угленосной толщи чернореченской свиты в Средне-Амурской впадине) мощностью до 250 *м*, обычно подстилающиеся конгломератами. Флора из нижней части этой свиты эоценовая, из верхней олигоценовая. Отложения сопоставляются с нижнедуйской свитой о-ва Сахалина. В вулканических зонах осадочные породы замещаются дацитами и липаритами.

Угленосная толща согласно перекрывается характерной толщей пепловых туфов и туффитов мощностью до нескольких сотен метров (аналоги бирофельдской свиты). Местами они замещаются липаритами и липарито-дацитами. Флора этих слоев, по заключению А. Н. Криштофовича, олигоценовая. Некоторыми исследователями (М. А. Седова, Л. Б. Кривицкий) они относятся к олигоцену — миоцену.

В заключение следует упомянуть о некоторых разрозненных выходах палеогеновых отложений преимущественно в северных районах Хабаровского края.

Н. П. Саврасов в 1940 г. в юго-западной части Верхне-Амгунского грабена, в долине р. Сидорки, встретил глинистые пески и галечники с лигнитами, палеогеновые — неогеновые или верхнемеловые. Выходы палеогеновых или верхнемеловых толщ галечников, песков, глин мощ-

http://jurassic.ru/

ностью 480—500 *м* описаны Л. И. Красным на восточном берегу залива Тугурского вблизи устья р. Бираңджа. Отсюда в небольшой коллекции флоры М. И. Борсук определены *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer, *Taxodium dubium* Heer, *Zelkova* sp.

Небольшие участки выходов палеогена (?) известны на северо-западном побережье Охотского моря. Они представлены эффузивными и туфогенными породами, которые трудно отделить от верхнемеловых эффузивных толщ. В. А. Сысоев, А. И. Юдин и др. в 1957 г. выделили в верховьях рек Маймакан, Джаны и Учура мевочанскую свиту, сложенную андезитами, андезито-базальтами, туфами. Свита эта мощностью около 150 *м* лежит с угловым несогласием на верхнемеловых кварцевых порфирах. В основании ее находятся лавоконгломераты, цементом которых является андезит. Преобладают в ней серые и темно-серые андезиты с редкими мелкими вкрапленниками плагиоклазов. Мевочанская свита условно отнесена к палеогену.

Также пока условно отнесены к палеогеновым и неогеновым образованиям эффузивные породы, главным образом андезито-базальтового и андезитового составов, слагающие небольшие площади на Малом Хингане и других горных районах Хабаровского края. Предположительно третичные дациты и их туфы описаны Л. Б. Кривицким, А. П. Глушковым и А. А. Головневой для Баджальского хребта, Е. В. Быковской — для левобережья р. Амгуни и приустьевой части р. Куюксы.

В конце палеогена в Сихотэ-Алине происходили слабые тектонические движения, обусловившие перестройку рельефа, размывы, а местами — угловое несогласие между палеогеном и неогеном.

Полезные ископаемые, связанные с палеогеном Сихотэ-Алиня, очень разнообразны. Почти во всех районах в палеогеновых отложениях встречаются бурые угли, возможны находки и каменных углей. Вулканические породы являются ценным строительным материалом и сырьем в перлитовой и петургической промышленности. С ними ассоциированы месторождения туфов, диатомитов, бентонитовых глин.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Зейско-Буреинская впадина

Неогеновые осадочные отложения, развитые в районе Зейско-Буреинской впадины и в пределах Амуро-Зейского междуречья, на стратиграфическом совещании в 1956 г. получили название зейской свиты.

В 1958 г. Ю. Ф. Чемеков, И. И. Сей, М. А. Седова и другие выяснили, что зейская свита включает разновозрастные образования. Нижняя часть ее, имеющая возраст в пределах верхней олигоцен — миоцен, была ими названа сазанковской свитой, верхняя (плиоцен-древнечетвертичная) — белогорской. Отложения этих двух свит были объединены в зейскую серию.

В. Г. Трачук, К. П. Караванов и другие между отложениями кивдинской и сазанковской свит выделяют бузулинскую свиту, развитую преимущественно в западной и северной частях Зейско-Буреинской впадины и в пределах Амуро-Зейского междуречья. Представлена она толщей переслаивания глин и песков мелкой, средней и изредка разной зернистости.

Глины серые, буровато- и темно-серые, зеленовато-серые, плотные, гидрослюдистые с примесью каолинита, иногда углистые, зачастую песчаные. Пески серые и голубовато-серые, изредка темно-серые, кварц-полевошпатовые, часто глинистые, алевритистые, с гравием и галькой, изредка каолинизированные.

http://jurassic.ru/

В разрезе отложений бузулинской свиты отмечаются в верхней части пласты и пропластки лигнитов, в нижней — бурых углей мощностью от долей метра до 5 *м* и более.

М. А. Седовой в разрезе свиты, вскрытом скв. 176 (у сел. Ромны) определен следующий комплекс споры и пыльцы: В интервале глубин скважины 181—210 *м* преобладает пыльца хвойных — ели (до 35%), сосны (до 50%), *Tsuga* (до 12%), Podocarpaceae (до 3%), *Dacrydium* (до 4,8%), пихты (до 2%), лиственницы (до 2%). Единичны *Cedrus, Pseudolarix, Glyptostrobus.* Присутствуют споры сфагнового мха (до 4%), плауновых (до 4%), Polypodiaceae (до 6%), *Licopodium* (до 2%) и *Osmunda* (до 4%). Из покрытосеменных присутствует пыльца ореховых — орех, березовых — береза, ольха, лещина, граб, буковых — дуб, бук, ильмовых — ильм, магнолии, много пыльцы семейства Ericaceae вересковых (до 22%), *Rododendron* (до 40%). Отложения свиты, включающие этот комплекс споры и пыльцы М. А. Седовой по возрасту отнесены предположительно к нижнему олигоцену.

Пачка, вскрытая скважиной в интервале глубин 146—180 *м,* характеризуется, в отличие от нижележащей, увеличением содержания мха (до 5%), Polypodiaceae (до 12%), Osmundaceae (до 7%). Из пыльцевого комплекса преобладает пыльца сосен, ели, Pinus подрода Haploxylon (до 13—15%). Увеличивается количество таксодиевых (до 24%), единичны *Podocarpus, Dacrydium, Larix, Cedrus, Cryptomeria, Cunninghamia, Glyptostrobus.* В составе пыльцы покрытосеменных растений, кроме теплолюбивых пород, единична пыльца *Palmae, Myrica* (до 10%) лавровых *Sapindus, Sterculia, Myrtaceae, Lauraceae,* увеличивается пыльца ореховых (до 25%), *Liquidambar* (до 20%), *Trapa* (до 22%), единична пыльца ивы, граба, бука, клена, березы, ольхи, тутовых, барбарисовых, магнолии, аралиевых, каштана, лилейных. Возраст этой части разреза свиты определен М. А. Седовой предположительно как средний олигоцен. Разрез свиты, вскрытый скважиной в интервале 84—145 *м,* отличается еще большим увеличением количества спор сфагнового мха (до 12%), папоротников Polypodiaceae (до 14%), *Gleichenia* (до 10%), Osmundaceae. Увеличивается количество пыльцы Pinus подрода *Diploxilon* (до 50%) и *Pinus* подрода *Haploxylon* (до 30%), падуба (до 14%), *Pachizandra* (до 45%) и уменьшается пыльца ели (до 13%), тсуги (до 8%). М. А. Седова считает, что данный спектр споры и пыльцы характеризует предположительно верхнеолигоценовый возраст содержащих их отложений.

В. Г. Трачук, К. П. Караванов и другие возраст бузулинской свиты определяют как олигоцен-нижнемиоценовый.

Следует заметить, что литологически бузулинская свита слабо, а зачастую почти не отличается от песчано-глинистых отложений сазанковской свиты и вполне возможно, что ее разрез с пластами и пропластками бурых углей в ряде случаев является фациальным аналогом нижней части сазанковской и верхней части кивдинской свит.

Сазанковская свита имеет почти повсеместное развитие в пределах центральной и северной части Зейско-Буреинской впадины и Амуро-Зейского междуречья. Ее обнажения описаны у сел. Мухино, на правобережье р. Зеи у поселков Мал. Сазанка и Сретенка, а также на левом берегу Амура в районе Горящих гор.

Представлена сазанковская свита каолинсодержащими песками с гравием и галькой, серыми и светло-серыми, реже темно- и зеленовато-серыми глинами и пластами лигнитов (рис. 37). Пески горизонтально-, косо- и линзовиднослоистые. В основании их залегают гравелистые пески и галечники с валунами. В составе галек преобладают кварц, кремень и халцедон, в низах свиты галька состоит из гранитоидов,

http://jurassic.ru/

эффузивов, кремнистых сланцев, зеленовато-серых песчаников, аргиллитов и плотных глин. Терригенный материал плохо отсортирован, ожелезнен и разнообразен по петрографическому составу. Увеличение зернистости терригенного материала отмечается по мере приближения к краевым частям впадины.

В минеральном составе песков преобладает кварц (60—85%) и полевой шпат (15—20%). В незначительных количествах присутствует мусковит и хлорит. Из минералов тяжелой фракции встречаются ильменит, циркон, рутил, эпидот, очень редко до единичных зерен встречаются лейкоксен, сфен, кианит, гранат, апатит, андалузит, монацит, корунд, шпинель и силлиманит.

Глины белого, серого и светло-серого, изредка темно-серого цвета. Состав их гидрослюдистый (монотермит) с примесью каолинита.

Мощность свиты непостоянна и колеблется от 15—20 до 100—300 *м*.

Палинологический анализ нижнего горизонта лигнитов пос. Мал. Сазанки, выполненный М. А. Седовой, следующий: пыльца папоротникообразных (в экземплярах): *Sphagnum* (3—70), *Selaginella* (0—2), Polypodiaceae (3—13), *Osmunda* (0—71), O. Einnymomea (0—13), пыльца голосеменных (в %), *Podocarpus* (0—12), *Dacrydium* (0—2,5), *Abies* (0—3,5), *Tsuga* (2,5—10,0), *Picea* (1,8—11,0), *Cedrus* (0—1,0), *Larix* (0—3), *Pinus* подрода *Diploxylon* (12—29), P. подрода *Haploxylon* (3—30), P. sec. *strobus* (0—20), *Taxodiaceae* (2—6), *Taxodium* (0—2), *Sequoia* (0—0,5), пыльца покрытосемянных (в %), Liliaceae (0—1), *Myrica* (0—2), *Juglans* (2—3), *Carga* (2—4), *Pterocarya* (0,5—1,0), *Cyclocarya* (0,5—2,0), *Betula* (0,2—5,0), *Corylus* (0—2,5), *Carpinus* (0—0,2), *Quercus* (0—2), *Fagus* (2—8), *Castanea* (0—0,2), *Ulmus* (0,8—5,0), *Zelkova* (0—0,5), *Proteaceae* (0,5), *Santalaceae* (0—0,5), *Magnolia* (0—4), Trochodendron (0—1), *Liquidambar* (0—2,5), *Farameja* (0—1), *Euphorbiaceae* (0—0,5), *Rhus* (0—2), *Ilex* (0—1), *Tilia* (2—3), *Rhamnaceae* (0—0,5), *Sterculia* (0—0,5), *Apocinaceae* (0—0,5), *Nyssa* (0—1,2), Araliaceae (0—0,5), Ericaceae (2—20), *Rhododendron* (0—20), *Diervilla* (0—0,5).

Этот спектр отражает растительность хвойно-широколиственных лесов со значительным участием теплолюбивых древесных пород и единичными представителями субтропической флоры. Возраст его М. А. Седовой определяется как олигоценовый, возможно верхнеолигоценовый.

Более молодой, миоценовый, комплекс установлен в образцах из верхнего горизонта лигнитов и глин. По М. А. Седовой, в нем содержится много пыльцы *Tsuga, Picea, Pinus* в небольшом количестве присутствует пыльца Taxodiaceae, Cupressaceae. В единичных экземплярах содержатся *Ginkgo, Abies, Cedrus*. В спектре пыльцы покрытосеменных преобладающими являются представители листопадных умеренно теплолюбивых растений Betulaceae, Juglandaceae, *Ilex, Tilia*. Много Ericaceae. Единично встречена пыльца *Ulmus, Magnolia, Rhus*. Миоценовый возраст верхней части сазанковской свиты подтверждает диатомитовый анализ глин из района пади Абрашиха (правобережье р. Зеи). Он был выполнен Е. А. Черемисиновой, обнаружившей створки *Melosira miocaenica* sp. nova, характерной для нижнемиоценовых отложений.

В пос. Абрашиха у устья р. Томи в пачке лигнитоносных глин была собрана флора, среди которой М. О. Борсук определены *Typha latifolia* L., *Salix alba* L., *Betula* sp., *Ulmus longifolia* Ung., *Ulmus* sp., *Quercus* cf. *drymeya* Ung. По мнению М. О. Борсук, данный комплекс флоры может характеризовать отложения верхнего миоцена.

В районе пос. Мал. Сазанки в средней части свиты Н. Н. Пагольским и Б. Г. Венусом были собраны следующие растительные остатки: *Salix varians* Goepp., *Juglans* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Castanea*

http://jurassic.ru/

atavia Ung., *Ulmus carpinoides* Goepp., *Acer pictum* Thunb. *fossile* Nath. — верхний миоцен (определения Т. Н. Байковской).

Исходя из приведенных выше определений, возраст сазанковской свиты определяется как олигоцен-миоценовый.

Верхняя часть зейской серии — белогорская свита — мощностью 90—120 *м* сложена крупнозернистыми аллювиальными песками, гравием и галечниками с подчиненными глинами и суглинками. По литологическим и фациальным особенностям свита разделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита представлена разнозернистыми песками с гравием и гальками фаций руслово-пойменного комплекса. Менее развиты (преимущественно в центральной части впадины) пески мелкой зернистости. Песчаная толща нижней подсвиты белогорской свиты по своим текстурным особенностям напоминает пески сазанковской свиты. Они также имеют горизонтальную, косую и реже диагональную слоистость. Отличаются они от песков сазанковской свиты охристо-желтой окраской. В составе песков подсвиты преобладают кварц (до 90%) и полевой шпат (25—30%). Среди минералов тяжелой фракции присутствуют ильменит, эпидот, гранат, сфен, циркон, рутил, роговая обманка и др. Содержание их выше, чем в песках сазанковской свиты. Глины нижней подсвиты имеют гидрослюдистый (монотермит) состав с примесью каолинита.

Породы нижней подсвиты обнажаются в Томском Белогорье близ г. Белогорска, на правобережье р. Зеи у сел. Мал. Сазанка, в районе Горящих гор на Амуре и в других местах. Мощность подсвиты 60—80 *м*.

Верхняя подсвита развита в северо-восточной и северо-западной частях Зейско-Буреинской впадины, где ею сложены водораздельные пространства. Представлена она серыми и желтовато-серыми глинистыми песками и светло-серыми песчаными глинами. В составе терригенного материала преобладают кварц (80%) и полевые шпаты (20%). Комплекс минералов тяжелой фракции сходен с нижней подсвитой. Глины подсвиты имеют гидрослюдистый с примесью каолинита и бейделлитовый состав. Мощность подсвиты 30—40 *м*.

В нижней подсвите белогорской свиты на правом берегу р. Томи, вблизи р. Бочкаревки, в каолиновых глинах М. А. Седовой обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, отнесенный к плиоцену. Для него характерны (в %): *Sphagnum* (2,0), *Lycopodium* (5,0), *Selaginella* (1,0), Polypodiaceae (4,0), *Abies* (6,0), *Picea* (65,0), *Larix* (0,5), *Pinus* (2,0), *P. sec. strobus* (1,5), *P.* подрода *Haploxylon* (2,0), *P. pumila* (2,5), *P. koralensis* (1,0), *Typha* (1,0), *Sparganium* (0,5), Cyperaceae (1,5), *Myrica* (1), *Alnus* (4,5), *Betula* (6,5), *Corylus* (0,5), *Ulmus* (1,0), *Tilia* (0,5), Ericaceae (1,0), *Artemisia* (1,0).

А. И. Мячина исследовала образцы белогорской свиты с рек Ульмин и Онон и пришла к заключению о плиоцен-древнечетвертичном возрасте полученного спектра.

Сходный спорово-пыльцевой комплекс встречен А. И. Мячиной в рыхлых породах окрестностей Гаринского месторождения. Разрез их получен в среднем течении рек Быки и Сартами колонковыми скважинами. Здесь горизонтально лежащие рыхлые отложения покоятся на размытой поверхности допалеогеновых изверженных пород. В основании их находится мощная (до 50 *м*) кора выветривания.

По палинологическим данным разрез подразделяется на три горизонта: 1) нижний мощностью от 7 до 89 *м*, сложенный песками и алевритистыми глинами с тонкими слоями лигнита, 2) средний мощностью 6—48 *м*, представленный алевритами, глинами и мелкозернистыми глинистыми песками, 3) верхний мощностью от 0 до 20 *м*, сходный по литологии со вторым.

http://jurassic.ru/

В породах нижнего горизонта встречен разнообразный спорово-пыльцевой комплекс с преобладанием пыльцы хвойных и лиственных пород из группы сережкоцветных (сем. Betulaceae). Много *Tsuga*. Постоянно присутствует пыльца субтропических растений с *Podocarpus*, Taxodiaceae, *Carya, Pterocarya, Magnolia, Liquidambar*. Трав и папоротниковых мало. Растительность отражает теплые и слегка влажные климатические условия.

В среднем горизонте много хвойных, господствует сем. Betulaceae, резко умеренное количество *Tsuga*, редко встречаются реликты более древней флоры (*Carya, Magnolia*), широко развиты травянистые растения, увеличивается количество папоротниковых. В это время климатические условия заметно изменились в сторону похолодания и увеличения сухости.

В верхнем горизонте находится еще более бедный комплекс с преобладанием Betulaceae, Pinaceae. Редки травянистые и папоротниковые и исчезают реликты более древней флоры. Климат, очевидно, становится холодным и сухим.

Таким образом, возраст белогорской свиты определяется в пределах от плиоцена до древнечетвертичного включительно.

Из полезных ископаемых, связанных с зейской серией, заслуживают внимания признаки золота в песках, значительное, местами, содержание ильменита, каолиновых глин, кварцевых песков и халцедона. Должны быть изучены на бокситоносность рыхлые отложения впадины. Лигниты сазанковской свиты могут иметь лишь местное значение, их добыча затрудняется водоносностью и плывунным характером вмещающих пород.

Ю. Ф. Чемековым (1961) во многих районах Амуро-Зейской впадины описаны каолиновые коры выветривания, развитые под отложениями зейской серии. Местами (например, пос. Сохатиное) они перекрыты белогорской свитой, местами сазанковской, что определяет верхнюю возрастную границу их формирования в первом случае как доплиоценовую, во втором — как доверхнемиоценовую. По термограммам и электронномикроскопическим снимкам глинистые минералы этих кор выветривания представлены каолинитом и галлуазитом.

Верхне-Зейская впадина

В Верхне-Зейской впадине неогеновые отложения объединены в соктаханскую и яснополянскую свиты. Неогеново-нижнечетвертичные образования соктаханской свиты разделены на две подсвиты: нижнесоктаханскую и верхнесоктаханскую (Ю. Ф. Чемеков, Е. М. Вишневская, Л. И. Эдельштейн).

Нижнесоктаханская подсвита обнажается на левобережье р. Зеи по р. Джамкучи, в низовьях рек Тунильгина и Дуткана, по р. Дессу, в низовьях р. Тымни и в верховьях р. Бол. Ижак, где они описаны Г. Е. Быковым и И. П. Боговичем. Подсвита сложена слабосцементированными песками, переслаивающимися с глинами и бурыми углями. Пески кварцевые, часто глинистые и обохренные, мощность их слоев достигает 3—8 *м*. Мощность пропластков углистых глин и бурого угля редко превышает несколько десятков сантиметров. Общая мощность нижнесоктаханской подсвиты 60—80 *м*.

Верхнесоктаханская подсвита слагает водоразделы Верхне-Зейской равнины (между реками Орогли и Дуткан и реками Уньи и Арги и др.). В ней преобладают светлые косослоистые пески, местами содержащие тонкие слои серых глинистых песчаников и бурой глины. Пески переслаиваются с гравелитами и галечниками. Породы содержат

http://jurassic.ru/

обломки обуглившейся древесины и короткие линзы бурого угля. Мощность подсвиты достигает 100 *м*.

Выполненный Е. Смирновой спорово-пыльцевой анализ 6 образцов бурых углей из низовьев р. Тунильгин, р. Джамкучи, верховьев р. Бол. Ижак и др. обнаружил в них пыльцу (в %): *Betula* (19—35,5), *Pinus silvestris* (4—48), *Pinus pumila, P. coralensis* (23), *Pinum umbra* (29—17,5), *Picea* (1,1—25), *Alnus* (2,6—12,5), *Ilex* (2), *Pterocarya* (0,7—2,0), *Ulmus* (1,1—2,6), *Fagus* (1,3—40), *Juglans* (0,5—28), *Tsuga* (0,6—3,3), *Abies* (0,6—4,6), *Tilia* (0,6—1,4).

Содержание в этом комплексе многих форм, несвойственных современным лесам района (*Tilia, Juglans, Fagus, Pterocarya, Ilex, Tsuga*), а также находка И. П. Боговичем по р. Бол. Ижаку растительных остатков, среди которых А. Н. Криштофовичем была названа *Sequoia langsdorfii* Heer, Г. Е. Быкова высказала мнение о миоценовом или более древнем возрасте соктаханской свиты.

Исследование диатомовых водорослей из отложений соктаханской свиты также показало, что они резко отличаются благодаря таким формам, как *Melosira islandica* s. sp. *Helvetica* O. Mull, *Stephanodiscus astrea* v. *minutila* (Ktz.) Cr. от современных и четвертичных отложений, развитых в районе.

К *яснополянской свите* Ю. Ф. Чемеков относит отложения, залегающие в обрывках древних речных рукавов, не имеющих связи с современной речной сетью. Отложения прослеживаются в виде прерывистой полосы шириной до 1—2 *км* от прииска Ясная Поляна на восток-северо-восток, по правобережью Иликана почти до пос. Брянты.

В районе пос. Ясная Поляна Б. А. Рухин наблюдал как на плотных невыветрившихся гранитах лежат слои песчано-галечниковых и песчано-валунных отложений, окрашенные в охристый цвет мощностью 4 *м*, перекрытые галечниками (8—9 *м*) с прослоями слабоглинистого песка.

В образцах, взятых Б. А. Рухиным из верхней части разреза, Е. Д. Заклинская определила следующие формы пыльцы и спор: *Picea, Pinus, Betula, Alnus, Tilia, Salix, Corylus,* Ericaceae, Gramineae, *Artemisia*, Chenopodiaceae, споры Lycopodiaceae, мхи, папоротники. По этому комплексу Б. А. Рухин, С. М. Цейтлин и М. А. Соловьев считают возраст яснополянской свиты неогеновым. Ю. Ф. Чемеков допускает, что верхняя часть свиты может относиться к древнечетвертичным образованиям.

А. А. Усов (1931) и В. К. Флеров (1938) считали отложения яснополянской свиты моренными и флювиогляциальными образованиями и отмечали глубокое выветривание, обусловившее пестроцветный характер толщи. Ю. А. Билибин, осматривавший в 1944 г. разрезы яснополянской свиты, пришел к заключению, что она представляет сильно выветрившиеся отложения крупных водных потоков, не связанных с оледенениями. К этому выводу присоединились все последующие исследователи Верхне-Зейской впадины.

Ю. Ф. Чемеков склонен считать соктаханскую и яснополянскую свиты аналогом зейской серии Амуро-Зейской впадины.

Под отложениями яснополянской и соктаханской свит широко распространена кора выветривания каолинового состава на кристаллических породах, имеющие, по Ю. Ф. Чемекову (1959), доплиоценовый возраст.

По данным М. В. Пиотровского (1956), остатки палеогеновой коры выветривания известны в бассейнах рек Зеи и Селемджи в районах приисков Майского, Тыгда-Улунгинского и Октябрьского. Кора представлена светлыми дресвянистыми каолиновыми глинами мощностью местами более 30 *м*. В долинах речной сети, врезанной в высокую дену-

http://rgo.ru/

дационную поверхность, в Майском и Тыгда-Улунгинском районах лежат светлые сильно выветрившиеся галечники мощностью до 15 *м*, условно сопоставляемые М. В. Пиотровским с отложениями Горящих гор Амура. Неогеновые валунно-галечниковые отложения встречаются также у южного подножия хр. Тукурингра; мощность их местами достигает 100 *м*.

Неогеновые отложения Верхне-Зейской впадины представляют практический интерес в отношении угленосности, золотоносности и возможного содержания каолиновых глин. Рыхлые отложения впадины, образовавшиеся за счет разрушения кристаллических и метаморфических пород, заслуживают тщательной проверки на содержание ильменита, рутила и других минералов.

Средне-Амурская впадина

В Средне-Амурской впадине неогеновый комплекс пород палеоботанически не имеет четкого разграничения от палеогенового. В. Г. Варнавским граница эта проводится по кровле толщи однородных глин и алевролитов бирофельдской свиты, сопоставляемой им с надеждинской свитой Южного Приморья. В пределах этой толщи на Переясловском, Хабаровском и Ушумунском буроугольных месторождениях намечается переход от спорово-пыльцевого спектра, характерного для олигоцена, к спорово-пыльцевому комплексу, более близкому к миоцену.

Миоценовые отложения без видимого несогласия и размыва ложатся на палеогеновые. Местами намечаются (преимущественно в прибортовых частях грабенов) незначительные, скорей всего внутриформационные, размывы. Литологически миоценовые отложения разделяются на две толщи: нижнюю — угленосную и верхнюю — безугольную, песчано-галечниковую. Обе они объединяются В. Г. Варнавским в ушумунскую свиту.

В юго-западной части Переясловского грабена в угленосной толще насчитывается до 10 пластов угля и углистых аргиллитов мощностью от долей метра до 9 *м*. В целом же разрез толщи представлен песками и слабосцементированными мелко- и среднезернистыми песчаниками, аргиллитами и алевролитами серого, светло-серого и зеленовато-серого цвета; изредка отмечаются галечники (рис. 39). В верхней части толщи отмечен пласт диатомита серого и светло-серого цвета мощностью от нескольких метров до 18 *м*. В скв. 12-*ок*, у дер. Шаповаловки на глубине 280 *м* отмечен туфо-диатомит.

Литологический состав толщи меняется от прибортовых частей грабена к его центральной части — с северо-востока на юго-запад в сторону уменьшения зернистости пород и преобладания отложений болотно-озерных фаций. Состав терригенного материала толщи сходен с описанным для нижележащих олигоценовых отложений. По литолого-геохимической характеристике отложения толщи формировались в восстановительной и слабовосстановительной обстановке, сходной с геохимической обстановкой угленосной и глинисто-алевритовой толщ палеогена.

Средняя мощность угленосной толщи 190 *м*.

А. И. Моисеевой в диатомитах из скв. 51 (глубина 170 *м*) определены *Melosira praeislandica* (O. Miill) Jouse, *M. praeislandica* cf. *curvata* (O. Miill) Jouse, *Tetracyclus ellipticus* (Ehr) Green, *Eunotia* aff. *veneris* (Kiitz) O. Miill., *Achnantes pinnata* cf. *robusta* Moiseeva.

По мнению А. И. Моисеевой, почти все обнаруженные диатомовые водоросли широко развиты в миоценовых отложениях Приморского

http://jurassic.ru/

края, особенно в диатомитах на западном берегу оз. Кепка. В этой же скважине с глубины 182—186 *м* Г. Г. Мартинсоном определены вивипариды рода *Bellamya* (*Bellamya* aff. *andemica* Р о р.) высокие раковины которых сопоставляются с представителями этого рода из нижнемиоценовой усть-давыдовской свиты Приморья.

Спорово-пыльцевой комплекс, описанный М. В. Зива, в котором преобладают голосеменные растения, свидетельствует о миоценовом возрасте рассматриваемых отложений.

В верхней части свиты, на границе нижней угленосной толщи и безугольной в ряде скважин, пробуренных в юго-западной части Переясловского грабена, отмечены пластовые тела базальтов мощностью от нескольких метров (скв. 51) до 70 *м* (скв. 175). В районе с. Переясловка эти базальты выходят на дневную поверхность. На нижележащих песчано-гравийных образованиях они залегают согласно.

В скв. 53 на глубине 68—79 *м* вскрыт плотный базальт преимущественно авгит-лабрадоровый, реже оливиновый, микрокристаллический зеленовато-серого цвета. В глинистых прослоях базальтового покрова была определена спора и пыльца. В определенном комплексе имеется спора рода *Gleichenia*, пыльца рода *Podocarpus*, являющиеся реликтами мелового времени, значительное количество пыльцы семейства Taxodiaceae (6,15%), Juglandaceae (5,38%) и рода *Myrica* (3,86%). По заключению А. И. Мячиной, этот спектр споры и пыльцы сходен с верхнемиоценовым, ранее изученным для неогеновых отложений Хабаровского края. Это подтверждается еще и тем, что обнаруженная пыльца рода *Picea* крупного размера характерна для пыльцы ели из миоценовых отложений.

Ю. Ф. Чемеков (1960) базальты, распространенные в районе с. Переясловка относит к миоцену. На переясловских базальтах развита мощная кора выветривания каолинового типа, которая определяет верхний возрастной предел формирования базальтов, так как, по данным Ю. Ф. Чемекова (1961), каолиновые коры выветривания имеют возраст не моложе миоцена.

Обнажения миоценовых базальтов многие геологи наблюдали на юго-восточных склонах Ванданского хребта, в береговых обрывах Синдинской протоки у пос. Мухэ на Амуре, в бассейне среднего течения р. Хор, на правобережье р. Уссури у пос. Венюково. Миоценовые базальты известны в бассейнах рек Лупки, Тон, Пир, у пос. Искра, мыса Маяк и др. А. А. Козлов, Г. И. Харитонычев и И. А. Хлопешин при геологической съемке выделили эффузивные и пирокластические образования, развитые в пределах Средне-Амурской впадины и на ее окраинах, в самостоятельную кизинскую свиту по аналогии с одноименной свитой Нижнего Приамурья. Ю. Г. Струве склонен рассматривать эти образования в качестве вулканогенной фации континентальных миоценовых отложений.

У пос. Мухэ на Амуре в береговых обрывах Синдинской протоки обнажены нижние горизонты свиты, залегающие непосредственно на размытой поверхности верхнемеловых пород (снизу):

1. Туффитовые слабосцементированные конгломераты, серые, хорошо окатанные гальки, размером 1—10 *см*, состоят из кремнистых сланцев, реже песчаников и алевролитов, сцементированных пепловым цементом . . . . 2,5 *м*
2. Туфы псефитовые, кристалло-литокластические, серые, массивные, не очень плотные, состоящие из остроугольных обломков эффузивных пород среднего и основного состава, кварца, серицитизированного плагиоклаза, сцементированных хлоритизированным и серицитизированным пепловым цементом. Размер обломков 0,5—1 *см*, очень редко до 20 *см* . . . . . 1,8 .,
3. Туффиты грубозернистые желтовато-серые, слабосцементированные, слоистые с отпечатками флоры, состоящие из угловатых и угловато-окатанных

http://jurassic.ru/

обломков эффузивных пород среднего и основного состава (до 25—30%), кварца (до 20—25%), обломков вулканического стекла и плагиоклазов (до 50%); размер обломков 0,5—1 *см*. Цемент пепловый, хлоритизированный, составляющий 25% от общей массы породы . . . . . 7,5 *м*

4. Базальты оливиново-пироксеновые, темно-серые со слабым фиолетовым оттенком, плотные и слабо пористые . . . . . 15 „

Среди отпечатков флоры, собранных Е. Т. Михалиной в туффитах, Р. З. Генкиной определены *Phragmites alaskana* Heer, *Arundo goepperti* Heer, *Typha latissima* Al. Br., *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer, *Alnus* cf. *keferstenii* (Goepp.) Ung., *Betula prisca* Ett., *B. macrophylla* Heer., *Corylus macquarrii* (Forb.) Heer., *Castanea* cf. *ungeri* Heer., *Ulmus* cf. *longifolia* Ung., *Platanus aceroides latifolia* Knowlt, *Alangium acqualifolium* (Goepp.) Krysht. et Bors., *Sophora schmidtiana* Heer.

По мнению Р. З. Генкиной, отмеченный комплекс флоры характерен для верхнеолигоценовых — миоценовых флор северо-востока Азии. Наибольшее сходство он обнаруживает с молодыми миоценовыми флорами верхнедуйской и агневской свит Сахалина.

У пос. Маяк в карьере вскрыты, вероятно, более высокие горизонты свиты (снизу):

1. Базальты оливиновые, черные, плотные, массивные, в верхней части переходящие в пористые . . . . . 5 *м*
2. Туффитовые конгломераты слабо сцементированные, серые. Хорошо окатанные гальки размером до 1—5 *см* по длинной оси, состоящие из светло-серых и сургучных кремнистых сланцев, реже из песчаников и кварца, сцементированных туффитовым цементом . . . . . 0,2—0,4 „
3. Туфы агломератовые темно-серые с фиолетовым оттенком плотные, массивные, состоящие из обломков и глыб плотных и пористых базальтов размером от 5 *см* до 1,5 *м* по длинной оси, сцементированных пепловым материалом и магнезиальным галлуазитом . . . . . 7 „
4. Туффитовые конгломераты, слабо сцементированные, серые. Хорошо окатанные гальки, размером до 1—5 *см* по длинной оси, состоящие из светло-серых и сургучных кремнистых сланцев, реже из песчаников и кварца, сцементированных туффитовым цементом . . . . . 0,1—0,2 „
5. Туфы агломератовые (подобны слою 3) . . . . . 2 „
6. Туффитовые конгломераты слабо сцементированные (подобны слою 2) 0,1—0,2 „
7. Туфы агломератовые (подобны слою 3) . . . . . 1,5 „
8. Базальты оливиновые темно-серые со слабым фиолетовым оттенком, слабо пористые . . . . . 6 „

В районе г. Вяземского покровы базальта переслаиваются с нормальноосадочными породами, содержащими миоценовую флору и диатомовые водоросли. Местами покровы базальта приурочены к горизонту развития диатомитов и вместе с ними венчают разрез нижней угленосной толщи ушумунской свиты.

Вышележащая безугольная (песчано-галечниковая) толща ложится на угленосную с размывом, зачастую с галечником в основании. Отложения толщи сохранились в центральной части грабена. В прибортовых частях его она размыта. Литологический и фациальный состав ее резко отличен от нижележащих и характеризуется мощным развитием галечников, песков разной зернистости с дресвой и галькой, грубозернистых песков фаций конусов выноса и русел рек. Для пород толщи характерна плохая сортированность терригенного материала. Подчиненную роль в разрезе имеют глины, алевролиты серого и зеленовато-серого цвета, изредка отмечаются пласты и пропластки бурого угля и углистых глин.

Осадконакопление в период формирования песчано-галечниковой толщи происходило в условиях слабокислой среды (pH — 6,07, Eh — 447 милливольт, степень восстановленности среды для глин 79%, для песчаников 69%).

http://jurassic.ru/

Возраст отложений толщи миоценовый, возможно верхнемиоценовый, мощность до 120 *м*.

Миоценовые угленосные отложения известны также в районах Хабаровского, Базовского и Ушумунского буроугольных месторождений, где они выполняют верхние части Хабаровского и Бирофельдского грабенов. В их пределах миоценовые отложения имеют в общем горизонтальное пологоволнистое залегание с общим погружением их основания в центральных частях грабенов и поднятием по мере приближения к их бортам.

Представлены они здесь преимущественно песками и слабосцементированными песчаниками мелкой зернистости с редкими прослоями песков средней и крупной зернистости; подчиненное значение имеют алевролиты и глины, изредка углистые глины и аргиллиты. При этом тонкоотмученные разности пород (алевролиты, глины) имеют преимущественное развитие в нижней угленосной толще, а более грубозернистые — в верхней безугольной.

Широко развиты в Средне-Амурской впадине песчано-галечниковые отложения, с размывом и несогласием перекрывающие палеогеновые и неогеновые породы. Они выделены и описаны Ю. Ф. Чемековым (1960) как приамурская свита. Эти отложения выполняют древние речные долины и залегают горизонтально. Они представлены преимущественно галечниками и грубозернистыми песками фаций руслово-пойменного комплекса. Мощность их 30—50 *м*. В разрезе они легко выделяются при наличии вышележащих древнечетвертичных базальтов совгаванской свиты.

В том случае, когда базальтов нет, выделить осадочный грубозернистый комплекс от вышележащих грубозернистых четвертичных отложений не представляется возможным.

Возраст их, исходя из стратиграфического положения между древнечетвертичными базальтами и палеоботанически охарактеризованными миоценовыми осадками, определен как плиоценовый или плиоценово-нижнечетвертичный.

В Средне-Амурской впадине, по материалам Ю. Ф. Чемекова (1959, 1961), широко распространены коры выветривания на базальтах, средних и кислых эффузивах, осадочных породах и гранитоидах (в районе сел. Красной Речки, г. Хабаровска, поселков Елабуги, Синды, Сарапульского, Муху и в других районах), залегающие под отложениями приамурской свиты. Глинистые минералы этих кор выветривания представлены преимущественно каолинитом.

В районе Бикинского буроугольного месторождения изученный разрез отложений миоцена в значительной степени отличен от описанного выше. Весь его 750-метровый разрез в центральной части Иано-Бикинской впадины угленосен. Здесь отмечается около 40 пластов угля мощностью от 1—5 до 30—35 *м*. В направлении от центральной, наиболее погруженной части впадины к ее краевым частям происходит расщепление мощных пластов угля, а затем выклинивание и замещение по мере приближения к бортовым частям прогиба углистыми глинами, глинами, алевролитами и песками фаций застойных, открытых и проточных озер, поймы и русел рек. Представлен разрез миоценовых отложений в центральной части впадины преимущественно алевролитами и глинами серого и зеленовато-серого цвета, углистыми глинами и бурыми углями. Подчиненное значение имеют пески и слабосцементированные песчаники мелкой зернистости. В краевых частях впадины преимущественное значение имеют песчаные разности пород. Значительный удельный вес приобретают гравийно-галечниковые отложения русел рек и конусов выноса.

http://jurassic.ru/

Северный и Центральный Сихотэ-Алинь

В Сихотэ-Алине неогеновые отложения известны меньше, чем палеогеновые. Наиболее широко распространена в Сихотэ-Алине вулканогенная толща, сложенная базальтами, андезито-базальтами и андезитами, залегающими на охарактеризованных флорой олигоценовых туфогенных породах. В Южном Приморье эта толща (андезиты мыса Шелехова) перекрыты песчаными отложениями с лигнитами и миоценовой флорой (усть-давыдовская свита).

Подобные образования мощностью 300—400 *м* встречены В. А. Ярмолюком в верховьях р. Кхуцин, где они перекрывают олигоценовые отложения и покрыты древнечетвертичными плато-базальтами. Неогеновые эффузивы отличаются от палеогеновых эффузивов кузнецовской свиты, среди которых часто встречаются мандельштейны, плотным сложением и черным, в большинстве случаев, цветом. Участками встречаются красные пузыристые лавы.

Неогеновые эффузивы основного состава подробно описаны М. А. Фаворской (1956) в прибрежных районах Северного Сихотэ-Алиня. Подобные эффузивы широко распространены на всей площади этих районов и обнажаются на берегу бухты Сизиман, к северу от п-ова Сюркум, к югу от устья р. Аукан, вблизи мыса Боэм и в других пунктах. Для базальтов и андезитов характерна призматическая отдельность, черный цвет, плотное сложение, присутствие оливина, частое развитие на них и внутри базальтовых покровов коры выветривания сургучно-красного цвета мощностью до 2 *м*. Термическими анализами образований коры выветривания установлено присутствие в них ферригаллуазита и гидратных форм железа и алюминия. Часть образований, описанных М. А. Фаворской как коры выветривания, может представлять аглюнатизированные лавы и лавобрекчии в верхних частях базальтовых потоков.

Многими исследователями отмечается залегание миоценовых вулканических образований на выровненной миоценовой денудационной поверхности, поднятой теперь на высоту до 1000—1100 *м* над уровнем моря. Менее поднятыми (на 500—600 *м*) являются плиоценовые поверхности выравнивания в Сихотэ-Алине (А. Б. Разживин, А. В. Кутяйкин и др.).

У устья р. Аукан базальты и базальтовые туфы содержат линзы диатомитов. Возраст диатомей, по определению А. П. Жузе — верхний миоцен. В бухте Сизиман базальты перекрывают туфогенные породы с эоценовой флорой, в ряде пунктов они лежат на липаритах и туфах, имеющих, по М. А. Фаворской, эоцен-олигоценовый возраст и перекрываются плато-базальтами. Формирование базальтовой толщи, по мнению М. А. Фаворской, началось в начале неогена и продолжалось с перерывами до начала четвертичного времени. Теплый климат с повышенной влажностью в неогене способствовал образованию кор выветривания на базальтах. Сходную толщу, видимо, представляют дислоцированные базальты, перекрывающие, по Б. М. Штемпелю, эоценовые угленосные отложения р. Налео, которые в свою очередь перекрыты нижнечетвертичными плато-базальтами.

К неогеновым образованиям — аналогам миоценовой усть-давыдовской свиты — относятся также рыхлые пески и туфогенные породы с лигнитами, слагающие верхи неогена в некоторых районах Сихотэ-Алиня, например по рекам Хуту и Коппи.

Большой интерес представляют лигнитоносные отложения (туффиты, углистые глины с лигнитами), обнаруженные В. А. Ярмолюком в 1947 г. в 5 *км* от устья р. Кузнецовой. Среди растительных остатков,

http://jurassic.ru/

собранных В. А. Ярмолюком из почвы лигнитовой залежи, М. О. Борсук определены *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer, *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Taxodium dubium* Heer, *Alnus kefersteinii* (Goepp.) Ung., *A. schmidtii* Bors., *Ulmus longifolia* Ung., *U. carpinoides* Goepp., *Quercus horniana* Lesq., *Q. duensis* Baik., *Castanea ungeri* Heer, *Trapa borealis* Heer, *Phyllites* sp.

Присутствие во флоре характерной формы *Trapa borealis* Heer, как и общий характер флоры, позволяют, по мнению М. О. Борсук, параллелизовать отложения р. Кузнецовой с верхнедуйской свитой о. Сахалина.

Галечники, пески, глины, местами с лигнитами, залегающие с угловым несогласием на олигоценовых липаритах и дацитах, описаны Я. И. Файном для побережья Амурского лимана и Л. А. Кеслер для юго-западного берега Сахалинского залива.

Самые молодые неогеновые образования Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья (возможные аналоги верхнемиоценовой — плиоценовой суйфунской свиты Южн. Приморья) представлены песчано-гравелистыми и галечниковыми отложениями, иногда непосредственно подстилающими плато-базальты, и в некоторых районах замещающиеся кислыми лавами и туфами.

С. Ф. Допиро описал на площади Оборско-Нептунской низменности в верховьях р. Хор две древние террасы, сложенные песчаными галечниками, нередко обохренными, с прослоями глин.

Фельзолипариты более древние, чем нижнечетвертичные плато-базальты, но перекрывающие миоценовые базальты, встречены В. А. Ярмолюком в бассейне р. Кхуцин. Близкими по возрасту образованиями могут являться дацитовые купола Северного Сихотэ-Алиня, прорывающие миоценовые основные эффузивы (Плахотник, 1956).

Галечники с прослоями песка и позднеплиоценовой пыльцой, подстилающие плато-базальты, описаны для бассейна р. Тумнин А. Б. Разживиным и Ю. А. Ивановым. Галечники, содержащие пыльцу, по одним данным нижнечетвертичную, по другим плиоценовую, подстилают плато-базальты в районе Советской Гавани у маяка Красный партизан. Сходные рыхлые галечники, залегающие непосредственно под базальтами, описаны В. А. Ярмолюком между устьями рек Кузнецовой и Свайн. Пыльца из галечников, подстилающих плато-базальты в верховьях р. Бикин, была изучена М. А. Седовой, сделавшей заключение об их раннечетвертичном возрасте.

Вопрос о возрасте подбазальтовых галечниковых отложений Сихотэ-Алиня представляет большой интерес, так как в зависимости от его определения может быть установлен и возраст вышележащих базальтов. Первоначально почти всеми исследователями Дальнего Востока возраст самых молодых плато-базальтов Сихотэ-Алиня и Южного Приморья принимался как раннечетвертичный по залеганию на позднеогеновых и нижнечетвертичных рыхлых отложениях. И. И. Берсеневым в 1951 г. была высказана точка зрения о плиоценовом возрасте базальтов, которая была поддержана П. Н. Кропоткиным и некоторыми другими исследователями. Тематические исследования В. Г. Плахотника в Среднем и Северном Сихотэ-Алине доказывают развитие там миоценовых базальтов и четвертичный возраст плато-базальтов.

Некоторые базальтовые покровы Советской Гавани могут представлять даже не миоценовые, а эоценовые образования (например, потоки, содержащие туфогенные прослои с пыльцой *Taxodium, Ulmus, Pinus*).

По М. А. Фаворской, и подбазальтовые конгломераты у мыса Красный партизан представляют эоценовые образования, подобные

http://jurassic.ru/

конгломератам с базальтовой галькой Сизимана, р. Аукан и других пунктов северного побережья.

В горной области Сихотэ-Алиня в раннечетвертичное время имело место поднятие, объясняющее глубокий эрозионный врез в базальты. По наблюдениям В. Г. Плахотника, долины в базальтах представляют молодые образования, лишенные высоких древних террас. Все эти факты указывают на раннечетвертичный, а не плиоценовый возраст плато-базальтов Южного Приморья и Сихотэ-Алиня.

Неогеновые образования Сихотэ-Алиня представляют практический интерес в отношении туфов, диатомитов, перлитового и петрургического сырья, строительных и балластовых материалов, богатоглиноземных продуктов коры выветривания. Лигнитовые угли миоцена Сихотэ-Алиня не используются из-за плохого качества, невыдержанности залежей, рыхлости и сильной водоносности вмещающих пород.

В устьевой части Амура предположительно к плиоценово-нижнечетвертичным отложениям Ю. Ф. Чемековым (1960, 1961) отнесена *усть-амурская свита*. Она сложена значительно выветрелыми каолинизированными галечниками, в нижних горизонтах сцементированными гидрогетитами и залегающими на древней (доплиоценовой) коре выветривания. Мощность отложений усть-амурской свиты не превышает первых десятков метров. Развита эта свита в районе г. Николаевска-на-Амуре, слагая высокую террасу, на которой стоит город.

В других районах Хабаровского края, вне крупных впадин и окраинного вулканического пояса, палеогеновые и неогеновые образования мало распространены и очень плохо изучены. В Комсомольском районе небольшое распространение имеют аллювиально-озерные неогеновые отложения с лигнитами. Наиболее молодые неогеновые породы — оливиновые базальты с долеритами — слагают размытые останцы плато. В линзах глин среди этих базальтов встречаются лигниты и неогеновые пыльца и споры (Седова, 1957): *Lycopodium, Selaginella, Onoclea,* Polypodiaceae, *Osmunda, Filicales, Ginkgo, Podocarpus, Abies, Tsuga, Picea, Larix, Cedrus, Pinus, Diploxylon, P. Haploxylon,* Taxodiaceae, *Sequoia, Glyptostrobus, Salix, Myrica, Juglans, Carya, Alnus, Betula, Corylus, Carpinus, Quercus, Fagus, Ulmus,* Moraceae, *Magnolia, Liquidambar,* Rosaceae, *Rhus, Ilex, Tilia,* Ericaceae, Onagraceae. Глины, содержащие пыльцу, каолиновые, представляющие собой продукты перемыва древней коры выветривания на базальтах.

К верхненеогеновым (плиоценовым?) отложениям могут относиться некоторые толщи песков и песчаных галечников, местами золотоносных, залегающих под базальтами в бассейнах рек Малой Буреи и Малого Ургала, а также распространенных в Сутарской впадине.

По А. Ф. Баранову, каолинизированный аллювий бассейна рек Шулигда и Яурин, залегающий на современных водоразделах, предположительно относится к неогену. В Тырмо-Буреинском районе отмечается мощная кора выветривания, возможно, представляющая позднеогеновые образования. На молодые процессы выветривания указывает развитие коры и на базальтах, покрывающих водоразделы. По А. И. Юдину, конец неогена — начало плейстоцена характеризовалось для этого района сравнительно стабильными условиями и теплым климатом, благоприятным для развития процессов латеритизации.

Общие выводы по палеогену и неогену

Сопоставление палеогеновых и неогеновых образований различных районов Амурской области, Хабаровского края и смежных территорий дается в соответствии со схемой районирования, предложенной

http://jurassic.ru/

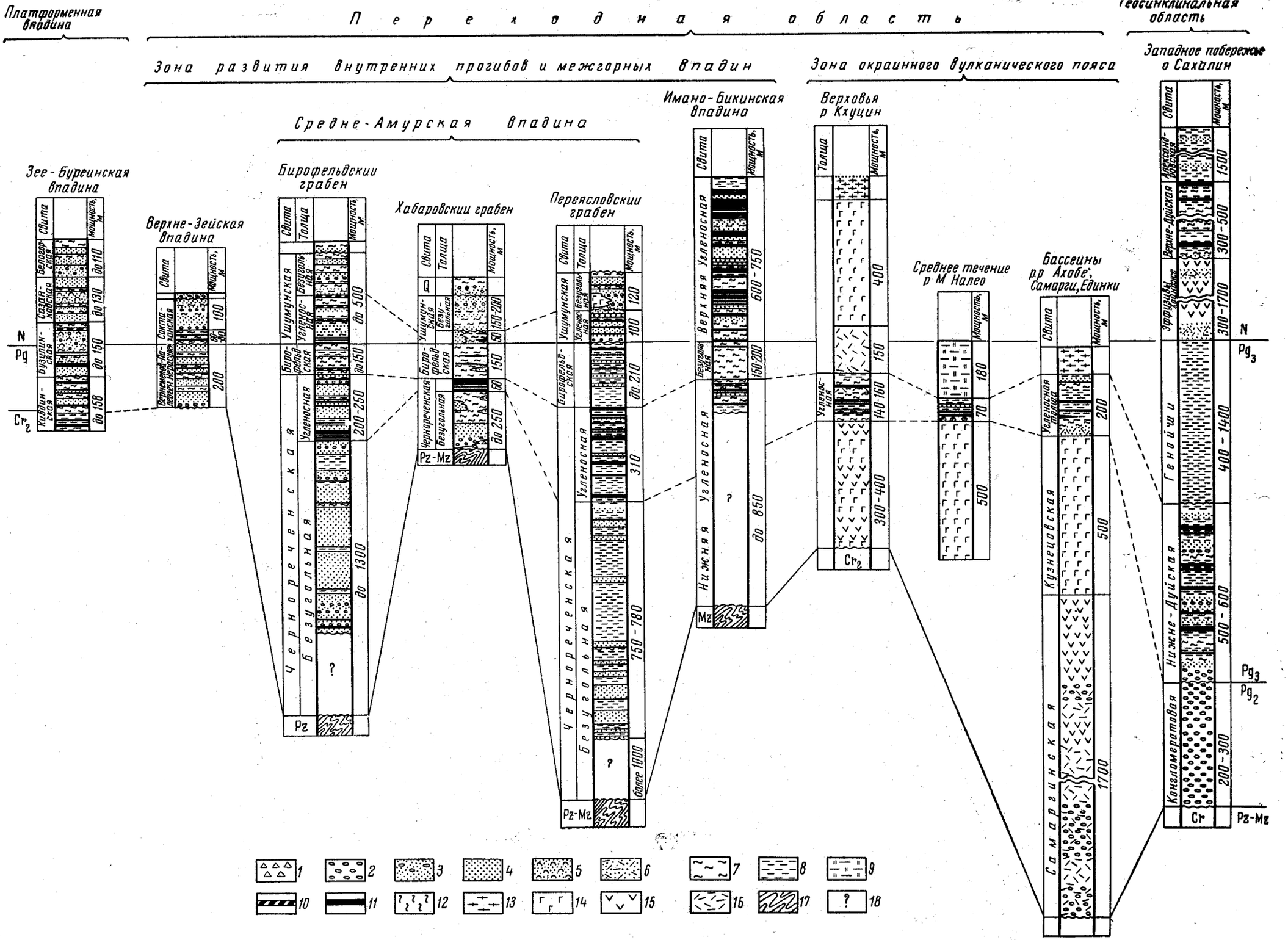


Рис. 42. Схема сопоставления опорных разрезов палеогеновых и неогеновых отложений

1 — дресвяно-щебнистые отложения фаций подножий склонов, *2* — галечники, конгломераты; *3* — песок с галькой; *4* — песок; *5* — песок каолинизированный; *6* — песчаник (песок) туфогенный; *7* — алеврит; алевролит; *8* — глина, аргиллит; *9* — аргиллит (глина) туфогенный; *10* — углистая глина, углистый аргиллит; *11* — уголь; *12* — диатомит; *13* — липарит; *14* — базальт; *15* — андезит; *16* — туф; *17* — допалеогеновые породы; *18* — неизученные части разреза палеогеновых отложений

https://jurassic.ru/

Г. М. Власовым и В. Г. Варнавским (рис. 42). Корреляция разрезов проведена преимущественно по палеоботаническим данным с учетом литологических особенностей, вулканических проявлений и пр. (табл. 8, 9, рис. 43).

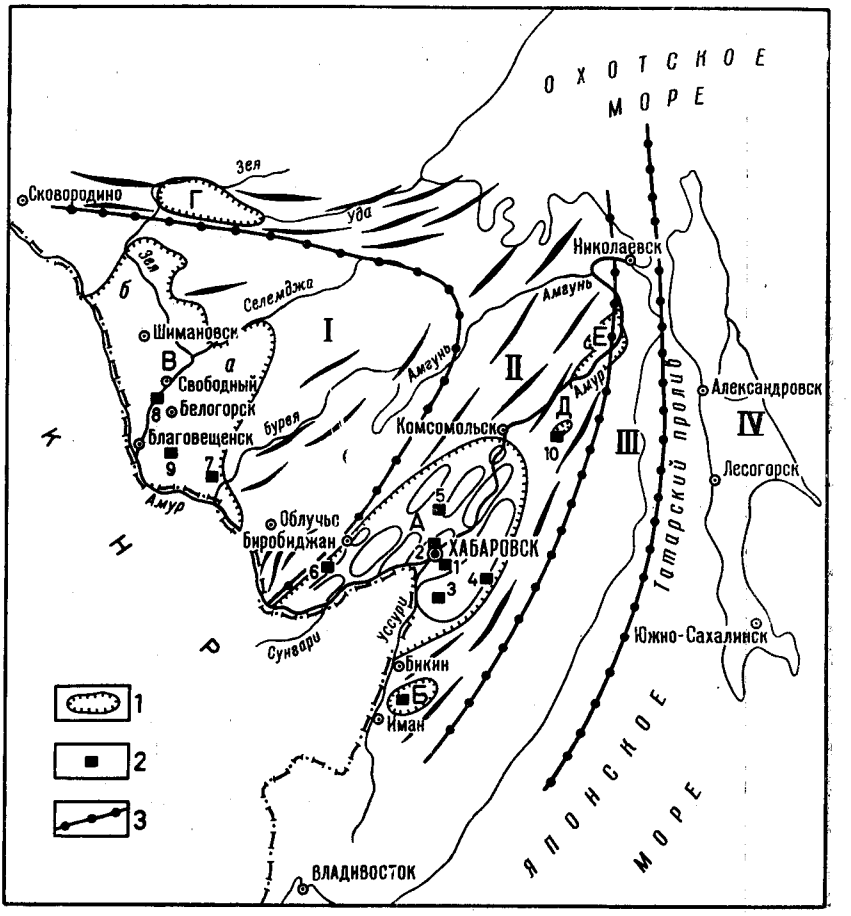


Рис. 43. Схема расположения буроугольных месторождений в основных геоструктурных зонах палеогенового и неогенового осадконакопления (по В. Г. Варнавскому, Г. М. Власову)

I — платформенная зона развития палеогенового и неогенового осадконакопления; II — зона развития внутренних прогибов и межгорных впадин палеогенового и неогенового осадконакопления; III — зона окраинного вулканического пояса; IV — зона геосинклинальных условий палеогенового и неогенового осадконакопления
А — Средне-Амурская впадина; Б — Имано-Бикинский внутренний прогиб; В — Амуро-Зейская провинция палеогенового и неогенового осадконакопления: *а* — Зейско-Буреинская впадина; *б* — Ушумунская впадина; Г — Верхне-Зейская впадина; Д — Хунгарийская впадина; Е — Удыльская впадина
1 — границы впадин и прогибов; *2* — месторождения бурого угля: 1 — Хабаровское, 2 — Базовское, 3 — Переяславское, 4 — Мухенское, 5 — Литовское, 6 — Ушумунское, 7 — Кивдо-Райчихинское, 8 — Сазанковское, 9 — Ерковецкое, 10 — Хунгарийское; *3* — границы геоструктурных зон

Работами А. Н. Криштофовича, М. И. Борсук, Т. Н. Байковской, М. А. Седовой, А. И. Мячиной и других для различных частей палеогеновой и неогеновой систем Дальнего Востока выделены характерные палеоботанические комплексы. Так, для палеоцена и эоцена характерна широколиственная флора с большим числом субтропических элементов (*Platanus, Magnolia, Trochodendroides* и др.). В спорово-пыльцевых комплексах, кроме указанных форм, присутствует значительное количе-

http://jurassic.ru/

Сопоставление палеогеновой и неогеновой сис

Система	Отдел	Зейско-Буреинская впадина (по С. А. Музылеву, Т. Н. Байковской, Ю. Ф. Чемекову, М. А. Седовой 1957 г.)	Верхне-Зейская впадина (по Г. Е. Быкову, Ю. Ф. Чемекову, 1957 г.)	Бикинское буроугольное месторождение (по М. Е. Петренко, 1958 г.)	
Неогеновая	Плиоцен	*Белогорская свита* Пески, глины, до 110 *м*	*Яснополянская свита* более 20 *м*	Верхняя угленосная свита	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли, 730 *м*
	Миоцен	*Сазанковская свита* Пески каолинизированные, линзы, пропластки, пласты лигнита, до 130 *м*	*Соктаханская свита* 160—180 *м*		
Палеогеновая	Олигоцен	*Бузулинская свита* Переслаивание песков и глин с пропластками и пластами лигнитов и бурых углей, до 150 *м*		Непродуктивная свита	Однородные глины и алевролиты, 200 *м*
				Нижняя угленосная свита	Пески, алевриты, глины, бурые угли, более 150 *м*
	Эоцен				Базальты, андезито-базальты, их туфы кузнецовской свиты, 200—250 *м*
	Палеоцен	*Кивдинская свита* Глины, алевриты, пески, пласты и пропластки бурого угля, до 160 *м*	Нерасчлененные верхнемеловые-палеогеновые отложения, 200 *м*		?
Меловая		Верхняя подсвита пагаянской свиты			

http://jurassic.ru/

Таблица 8

тем Хабаровского края и Амурской области

Средне-Амурская впадина			
Ушумунское буроугольное месторождение (Бирофельдский грабен) по В. Г. Варнавскому, (1963 г.)		Переясловское буроугольное месторождение (Переясловский грабен) (по В. Г. Варнавскому, 1963 г.)	
Ушумунская свита	Верхняя безугольная толща Пески разной зернистости, алевриты, реже глины, до 250 *м*	Ушумунская свита	Галечники, пески крупной зернистости, 30—50 *м* Верхняя безугольная толща Пески, галечники, редко глины, алевриты, пропластки бурого угля, 120 *м*
	Нижняя угленосная толща Алевриты и глины, прослои песков, пласты бурого угля, 250 *м*		Нижняя угленосная толща Пески, алевриты, глины, пласты и пропластки бурого угля. В кровле диатомит, базальты, 190 *м*
Бирофельдская свита	Однородные глины и алевролиты, до 150 *м*	Бирофельдская свита	Алевролиты и глины с прослоями песков, 120 *м*
Чернореченская свита	Верхняя угленосная толща Пески крупной, реже средней зернистости, прослои глин и алевритов, бурые угли, 200—250 *м*	Чернореченская свита	Верхняя угленосная толща Пески, алевриты, глины, пласты бурых углей, 310 *м*
	Нижняя безугольная толща Пески разной зернистости с частыми прослоями галечников, алевритов и глин		Нижняя безугольная толща Пески мелкой зернистости с прослоями среднезернистых, глины и алевриты, более 780 *м*
	В нижней части пласты угля и углистых глин, более 660 *м*		
	?	Самаргинская свита	Андезиты, андезито-дациты ?

http://jurassic.ru/

	Хабаровское буроугольное месторождение (Хабаровский грабен) (по В. Г. Варнавскому, 1963 г.)	Северный р. Кхуцин (по В. А. Ярмолюку) 1947 г.
Ушумунская свита	Верхняя безугольная толща Пески разной зернистости, редко глины, алевриты	Фельзолипариты, до 100 *м* Базальты, туфы, 400 *м*
	Нижняя угленосная толща Пески, алевриты, глины, пласты и пропластки бурого угля	Внедрение гранитов и диоритов
Бирофельдская свита	Однородные глины, алевриты, в краевой части прогиба пласты и пропластки бурого угля и углистой глины, до 150 *м*	Липаритовые туфы, 150 *м*
Чернореченская свита	Верхняя угленосная толща Пески, алевриты, глины, пласты бурых углей, 60 *м*	Угленосная толща — глины, туффиты, бурые угли, 140—160 *м*
	Нижняя безугольная толща Мусорные породы, дресва, щебень, пески разной зернистости, галечники, глины, алевролиты до 250 *м*	Базальты, андезито-базальты, туфы, мандельштейны, 300—400 *м*
	?	
	Pz — Mz	

http://jurassic.ru/

Продолжение табл. 8

Сихотэ-Алинь

р. Самарга (по В. А. Ярмолюку) 1949 г.	р. Ботчи (по Л. Б. Кривицкому) 1948 г.	Бухта Сизиман (по М. А. Фаворской, Ю. М. Вдовину, Г. М. Власову) 1955 г.	р. Налео (по Б. М. Штемпелю, Е. Е. Краснянской) 1942 г.
		Оливиновые базальты, 100 *м*	Дислоцированные покровы андезито-базальтов, более 50 *м*
Липариты, до 200 *м*	Липариты. Пепловые туфы и опоки	Липариты и липаритовые туфы, 10—20 *м*	Глинистые туффиты, 180 *м*
Буроугольная толща — туфогенные песчаники, алевролиты, сидериты, бурые угли, 200 *м*	Туфогенные песчаники с растительными остатками, пласты и пропластки бурого угля		Угленосная толща — глины, алевриты, угли, 70 *м*
Базальты, андезито-базальты мандельштейн туфы, туфобрекчии, 500 *м*	Кузнецовская свита — андезиты и андезито-базальты, 300—350 *м*	Кузнецовская свита — андезиты, андезито-базальты, базальты, туфобрекчии, до 300—400 *м*	Базальты, андезито-базальты, до 500 *м*
Внедрение гранитоидов. Самаргинская свита-андезиты, базальты, дациты, туфы, туфобрекчии, до 1700 *м*	Внедрение гранитоидов Самаргинская свита — андезиты, дациты, туфы, 500—600 *м*		

http://jurassic.ru/

Палеогеновые и неогеновые разрезы Зейско-Буреинской и Средне-Амурской впа

Система	Отдел	Зейско-Буреинская впадина (по С. А. Музылеву, Т. Н. Байковской, Ю. Ф. Чемекову, М. А. Седовой)	Средне-Амурская впадина (по В. Г. Варнавскому)		
Неогеновая	Плиоцен	Белогорская свита, до 110 *м*			Песчано-галечниковые отложения, 30—50 *м*
	Миоцен	Сазанковская свита Пески каолинизированные, линзы, пропластки и пласты лигнита, до 130 *м*	Ушумунская свита	Верхняя безугольная толща Нижняя угленосная толща	Галечники, пески крупной зернистости, 120—250 *м* Базальты кизинская свита, до 250 *м*
		Бузулинская свита Переслаивание песков и глин с пластами и пропластками лигнитов и бурых углей, до 150 *м*			Пески, алевролиты, глины, бурые угли, 190 *м*
Палеогеновая	Олигоцен		Бирофельдская свита		Однородные глины и алевриты туфогенные кремового цвета, до 150 *м*
	Эоцен	Перерыв	Чернореченская свита	Верхняя угленосная толща	Пески, алевриты, глины, бурые угли, 200—310 *м*
				Нижняя безугольная	Пески, галечники, гравийники, алевриты, глины смешанные песчано-дресвяные
					Базальты и андезито-базальты кузнецовской свиты
					Щебнистые образования (мусорные породы), более 780 *м*
	Палеоцен	Кивдинская свита, до 160 *м* Глины, алевриты, пески, пласты и пропластки бурого угля			Самаргинская свита (андезиты, андезито-дациты)
		Верхняя подсвита цагаянской свиты			Мезозойские и палеозойские породы

http://jurassic.ru/

Таблица 9

дин, Южного Приморья, Южного Сихотэ-Алиня и Центрального Сихотэ-Алиня

Южное Приморье (по Г. М. Власову)	Южный Сихотэ-Алинь (по Е. В. Быковской и М. В. Цветкову)	Центральный Сихотэ-Алинь (по В. А. Ярмолюку и Л. Б. Кривицкому)	
Суйфунская свита 80—100 *м*			
Усть-Давыдовская свита (с лигнитами), 350 *м*	Грубообломочная толща с линзами лигнитов, 100 *м*	Отложения с лигнитами р. Кузнецовой, более 30 *м*	Кастринская серия
Дациты и андезиты мыса Щелегова, более 50 *м*		Базальты и андезиты Кхуцина и Улянгоу, 400 *м*	Нахтахинская серия
Надеждинская свита. Краскинские липариты и пепловые туфы, 320 *м*	Дациты, липариты, игнимбриты, обсидианы, туфы, 400—500 *м*	Липариты, пепловые туфы, туффиты рр. Кхуцина, Ботчи, Амагау, 200 *м*	
Угловская (посьетская) свита с бурыми углями, 300—390 *м*	Верхне-тадушинская угленосная свита	Кхуцинская угленосная свита, 160 *м*	
Зайсановские базальты и андезиты, 80 *м*	Базальты, андезито-базальты, туфы, 200 *м*	Кузнецовская свита (базальты и андезиты), 500 *м*	
Назимовская свита, 115 *м*	Нижняя Тадушинская угленосная толща		Нельминская серия
Посьетские эффузивы (липариты, дациты, андезито-дациты), более 45 *м*	Андезиты, риолит, порфиры, игнимбриты	Самаргинская свита (андезиты, андезито-дациты), 600—1700 *м*	

http://jurassic.ru/

ство спор папоротниковых и пыльцы таксодиевых и сережкоцветных. Иногда, видимо, в периоды с более засушливыми условиями в палеоцене, нижнем и среднем эоцене развивалась более ксерофитная, узколистная флора, типичным представителем которой является флора верхней части кивдинской свиты.

Верхнеэоценовые — нижнеолигоценовые комплексы отличаются чрезвычайным богатством и разнообразием флористического состава. Они соответствуют теплой влажной эпохе с очень благоприятными условиями для развития растительности и угленакопления. Среди растительных остатков обычны *Ulmus, Fagus, Quercus, Juglans* и другие лиственные породы. Характерно обилие пыльцы таксодиевых и широколиственных теплолюбивых пород. Отмечается присутствие пыльцы и листьевых остатков вечнозеленых элементов флоры — пальм, лавровых, протейных. Иногда в значительных количествах присутствуют споры папоротниковых.

Комплексы верхнего отдела олигоцена характеризуются отсутствием *Palmae, Cinnamomum,* Proteaceae, уменьшением количества *Ginkgo,* Taxodiaceae, некоторым уменьшением количества папоротников, особенно Polypodiaceae, *Osmunda*, увеличением количества хвойных и бука.

Характерные отличия имеет комплекс самого конца олигоцена и переходной эпохи к миоцену. В нем обильна пыльца хвойных, особенно ели, местами и сосны. Много представителей умеренно теплолюбивых пород из группы сережкоцветных — ореховые, березовые, буковые, ильмовые, немного таксодиевых и разнообразных широколиственных пород.

В миоценово-раннеплиоценовых комплексах преобладают лиственные породы: ольха, дуб, бук, клен и липа. В небольших количествах встречается пыльца таксодиевых. Присутствует разнообразная пыльца травянистых растений. Дальнейшее изучение миоценовых флор, возможно, позволит выявить в миоцене резкие изменения климата, в частности значительное потепление в раннем миоцене после позднеолигоценового похолодания.

Позднеплиоценовая растительность характеризуется сильным обеднением. Для нее типично значительное количество тсуги, ели, сосны, то или иное количество березовых и единичная пыльца *Juglans, Liquidambar,* Taxodiaceae. Много пыльцы травянистых растений.

При сопоставлении палеогеновых и неогеновых разрезов может быть использована также очень характерная в литологическом отношении верхнеолигоценовая толща кремово-желтых тонкослоистых липаритовых пепловых туфов, которая в невулканических районах часто переходит в однородные глинистые и алевритовые озерные отложения. Характерны также образования миоценовой каолиновой коры выветривания, проявляющейся обычно пестроцветностью, ожелезнением, образованием лимонитовых корочек и т. п.

В некоторой степени могут быть использованы для сопоставления разрезов в пределах рассматриваемой территории угленосные толщи. В палеогеновое и неогеновое время на Дальнем Востоке были эпохи, благоприятные для угленакопления. Полезно при сопоставлении палеогеновых и неогеновых разрезов исследование ритмичности в отложении осадков и вулканических процессов.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения, отличающиеся на территории Амурской области и Хабаровского края разнообразием как по генезису и литологическому составу, так и по возрасту, в конце XIX столетия изучались при поисках и разведке россыпей золота (Я. С. Эдельштейн, К. И. Бог-

http://jurassic.ru/

данович, П. К. Яворовский, А. И. Хлапонин, С. В. Константов и др.). В дальнейшем в связи с развитием народного хозяйства Дальнего Востока встала необходимость планомерного изучения и выявления сырьевой базы полезных ископаемых, содержащихся в четвертичных отложениях.

На территории Дальнего Востока в последние десятилетия широко развернулись геоморфологические исследования и работы по изучению четвертичных отложений, которыми занимались К. К. Абрашев, М. И. Авдеев, И. И. Берсенев, Г. Е. Быков, Б. Г. Венус, Г. М. Власов, Г. С. Ганешин, Б. И. Гольденберг, Я. М. Гройсман, С. Л. Кушев, Н. Ф. Левыкин, Ю. М. Логинов, В. Ф. Морозова, А. И. Мячина, Г. А. Негребецкий, М. И. Нейштадт, В. В. Никольская, В. В. Нукзарова, В. Г. Плахотник, К. Ф. Прудников, М. В. Пиотровский, Н. П. Саврасов, Л. Н. Самойлов, С. А. Салун, М. А. Седова, И. И. Сей, П. Н. Соколова, В. В. Соловьев, В. К. Сохин, Пав. А. Сушков, Я. И. Файн, В. Я. Филиппович, Ю. Ф. Чемеков, А. И. Юдин, В. А. Ярмолюк и др. Изучение геоморфологии дна Охотского моря и морских осадков производилось П. Л. Безруковым, А. П. Жузе, А. С. Иониным, А. П. Лисициным, Г. Б. Удинцевым и др.

К настоящему времени для описываемой территории разработано несколько вариантов стратиграфических схем: а) схема, принятая на Стратиграфическом совещании 1956 г. в Хабаровске с делением на четыре отдела и каждого из них на два подъотдела; б) схема, разработанная ВСЕГЕИ (Чемеков, 1961а, б, в) с подразделением четвертичной системы на четыре отдела и каждого из них на ледниковые и межледниковые горизонты (в нижнем отделе — два горизонта, среднем — два горизонта, верхнем — четыре горизонта и современном — три горизонта) и в) схема, разработанная 4-ым Геологическим управлением (Берсенев, Морозова, Салун, Соколова, Сохин, 1962). Эта схема принципиально не отличается от схемы 1956 г., характеризуясь лишь большой степенью детализации спорово-пыльцевых комплексов.

В настоящем томе принята более дробная схема с делением четвертичной системы на нижнечетвертичные, среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные отложения и каждого из этих подразделений на горизонты, выделяемые по палеогеографическим критериям.

Нижнечетвертичные отложения включают: 1) предледниковые отложения с теплолюбивой флорой (холанский горизонт, по Ю. Ф. Чемекову, 1961а), которые в ряде районов Дальнего Востока в современной стадии изучения неотделимы от плиоценовых осадков и рассматриваются как нерасчлененные плиоценово-нижнечетвертичные отложения, 2) ледниковые отложения наиболее древнего, киранского оледенения Дальнего Востока (киранский горизонт). Среднечетвертичные отложения подразделяются на: 1) среднемежледниковые (сидатунский горизонт) и 2) среднеледниковые (ям-алиньский горизонт) осадки. В верхнечетвертичных отложениях различаются: 1) два верхнемежледниковых горизонта (тихоокеанский первый и тихоокеанский второй) и 2) два верхнеледниковых горизонта (муниканский и селитканский). К современным отложениям относятся отложения, слагающие преимущественно поймы и лайды, не содержащие остатков мамонта. Они делятся на три горизонта: мухенский, тихоокеанский голоценовый (с наиболее оптимальными климатическими условиями) и дальневосточный.

Плиоценово-четвертичная граница* должна устанавливаться по

* Проблема неогеново-четвертичной границы рассматривается в работах М. Ф. Двали (1961), А. И. Мячиной (1959), Ю. Ф. Чемекова (1960а, 1961а, в) и других исследователей. Материалы А. Н. Криштофовича (1932) по этому вопросу к настоящему времени значительно устарели.

http://jurassic.ru/

комплексу критериев, отражающих происходящие на этом рубеже палеогеографические, геологические и тектонические изменения. При ее определении на Дальнем Востоке нельзя ограничиться критериями, разработанными для Западной Европы (в особенности Средиземноморья) или юга Европейской части СССР (в частности, Понто-Каспийской области) из-за того, что палеогеографическая обстановка на этих территориях в плиоценово-четвертичное время не была одинаковой. Поэтому для Дальнего Востока необходимо разработать собственные критерии для установления плиоценово-четвертичной границы.

В числе этих критериев для Дальнего Востока следует назвать:

1. Биостратиграфический критерий — резкая смена фауны, выразившаяся в появлении новых родов или видов млекопитающих и вымирании плиоценовых форм и флоры, а также проявившееся в резком уменьшении или исчезновении неогеновых реликтов (*Tsuga, Juglans, Rhus, Magnolia, Liquidambar, Glyptostrobus, Sequoia,* неогеновых видов *Tilia, Pinus, Picea, Cedrus* и др.). Таким образом, несмотря на то, что в четвертичное время господствуют представители неогеновой флоры, растительность неогена и четвертичного времени значительно отличается друг от друга.

2. Палеоклиматический критерий — резкое изменение климата в сторону похолодания, что вызвало появление наиболее древнего из четвертичных оледенений (киранское оледенение).

3. Геотектонический критерий — наличие фазы складчатости, в течение которой в Курило-Камчатской зоне были дислоцированы дочетвертичные отложения. В других районах Дальнего Востока она сказалась в активизации поднятий (в горных районах) и погружений (в депрессиях).

4. Геоморфологический критерий — высокое стояние горных стран Дальнего Востока. Начало нового крупного эрозионного цикла, характеризующегося значительным эрозионным врезом. На наиболее высоких частях горных стран, поднимающихся выше нижней границы хионосферы, развиваются гляциальные ландшафты с формами горно-долинного оледенения.

5. Седиментологические критерии: а) формирование в депрессиях озерно-аллювиальной формации, по окраинам поднимающихся горных стран — молассоподобной формации, в горах — делювиально-коллювиальной формации; б) в депрессиях — местами непрерывный разрез от верхов плиоцена до низов нижнего плейстоцена, местами — перерывы и несогласия, в горных районах — перерыв в осадконакоплении.

6. Минералого-геохимические критерии: а) изменение степени выветрелости (от значительной — вплоть до глинистого состояния в неогеновых породах) — до менее значительной (в четвертичных) и глубины выветрелости отложений (от нескольких десятков метров в неогеновых породах до менее значительной в четвертичных); б) изменение типа выветривания от каолинового и монтмориллонит-бейделлитового до гидрослюдистого и бейделлитового в четвертичных отложениях; в) изменение минералогического состава. Заметное увеличение в четвертичных отложениях неустойчивых минералов групп пироксена, амфибола, апатита и др.; меньшая степень их диагенеза; г) изменение цвета отложений от белесого или красноватого в неогеновых до серого в четвертичных.

7. Вулканогенный критерий — завершение фазы плиоценово-нижнечетвертичного вулканического цикла.

Указанные выше критерии в дальнейшем необходимо еще более конкретизировать и детализировать.

http://jurassic.ru/

Все сказанное выше свидетельствует о том, что неогеново-четвертичная граница явилась крупным рубежом в геологическом развитии Дальнего Востока и развитии его органического мира. Следует подчеркнуть, что она отвечает во временном отношении переходной эпохе, значительной по протяженности.

Значительные продолжительность описываемого рубежа во времени и масштабы палеогеографических изменений позволяют высказать предположение о высоком таксономическом ранге неогеново-четвертичной границы, соответствующем рангу границы между системами.

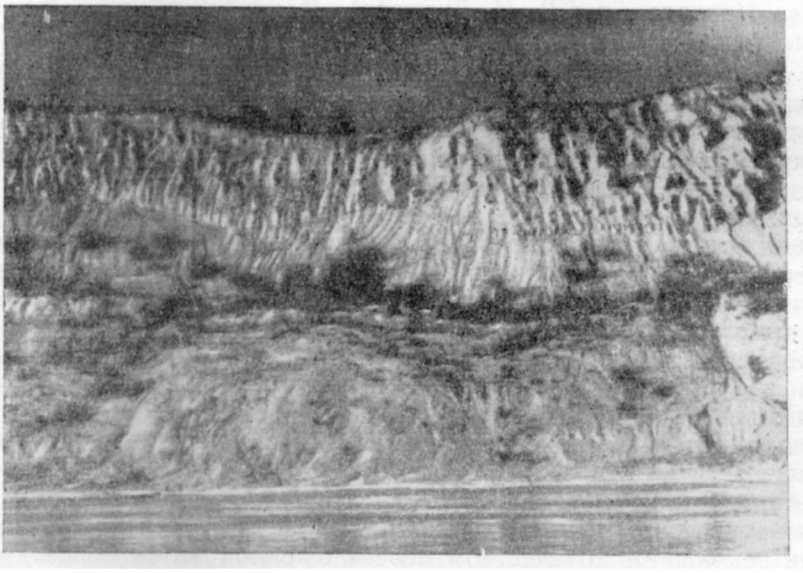


Рис. 44. Обнажение мухинской свиты на правом берегу р. Зеи ниже пос. Малая Сазанка. Фото Ю. Ф. Чемекова

Плиоценово-четвертичная граница лишь в горных районах (и некоторых депрессиях) характеризовалась перерывом в осадконакоплении. В большинстве депрессий в это время формировались довольно мощные толщи рыхлых отложений, картируемых как нерасчлененные плиоценово-четвертичные отложения. Последние представлены преимущественно грубыми кластическими осадками (песками и галькой), отражающими процесс воздымания горных сооружений на рубеже неогена и четвертичного периода. Содержащиеся в них спорово-пыльцевые спектры характеризуют переходные условия от неогена к четвертичному времени.

Амуро-Зейская впадина

В низах разреза четвертичной системы Амуро-Зейской впадины и сопредельных районов залегают озерно-аллювиальные и аллювиальные пески с прослоями и линзами глин (рис. 44) белогорской свиты (Ю. Ф. Чемеков, И. И. Сей, М. А. Седова, Л. В. Бурилина) и ее синонимов: свит зейской, рыхлой, водораздельных песков, содержащих спорово-пыльцевые комплексы плиоценово-нижнечетвертичного возраста хвойно-широколиственного состава с преобладанием ели *Abies, Picea, Pinus* подрода *Haploxylon, P. strobus, P. pumila, P. koraiensis, Larix, Typha, Sparganium,* Cyperaceae, *Myrica, Alnus, Betula, Corylus, Ulmus,*

http://jurassic.ru/

Tilia, Ericaceae, *Artemisia, Sphagnum, Lycopodium,* Polypodiaceae (определения М. А. Седовой).

К среднечетвертичным отложениям относятся аллювиальные белесые галечники и илы, залегающие в «увалах» и высоких террасах на междуречье Норы и Селемджи, с линзами переотложенных каолинсодержащих глин, по периферии депрессии, перекрытые делювиальными суглинками и содержащие, по Е. Д. Заклинской (Пиотровский, 1956), четвертичную пыльцу (березы, ивы, ольхи и др.) с небольшим количеством переотложенной дочетвертичной (дуба, миртовых, ильмовых, пальмовых, бука, орешника, сосны, тсуги и др.), палки, обгрызанные бобрами, и остатки *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа и *Bison* sp. (определения В. И. Громова). Мощность осадков не превышает первых десятков метров.

К среднечетвертичным отложениям предположительно относятся палеонтологически не охарактеризованные белесые аллювиальные пески и галечники второй (20—40-метровой) и третьей (50—80-метровой) надпойменных террас р. Зеи, содержащих, по определению В. С. Будрина, лишь небольшое количество спор *Lycopodium* и пыльцы *Betula* и *Potamogeton.* В разрезе они залегают между верхнечетвертичными и плиоценово-нижнечетвертичными отложениями и в геоморфологическом комплексе также занимают промежуточное положение между верхнечетвертичными террасами и Амуро-Зейским плато, сложенным отложениями белогорской свиты.

Верхнечетвертичные отложения представлены аллювиальными серыми и бурыми песчано-глинистыми галечниками, песками и суглинками первой (10—15-метровой) террасы и верховьев долин по периферии депрессии, залегая на среднечетвертичном аллювии. Отложения содержат остатки *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Bison* sp., *(Bos.* sp.?), *Equus* sp. (определения В. И. Громова), которые частично переотложены из среднечетвертичных отложений, и четвертичную пыльцу с очень небольшим количеством переотложенных зерен более древней (третичной) растительности (определения В. С. Будрина и Е. Д. Заклинской).

К современным осадкам относятся аллювиальные пески, галечники, супеси и суглинки низкой и высокой пойм рек Зеи и Амура, в которых, по данным В. В. Никольской, Ю. Ф. Чемекова, И. И. Сей и В. С. Будрина, содержится пыльца преимущественно травянистых растений и в частности *Artemisia.* Отложения высокой поймы, характеризующиеся явлениями ожелезнения, формирование которых происходило в эпоху послеледникового климатического оптимума, относятся к тихоокеанскому голоценовому горизонту, а низкой поймы — к дальневосточному горизонту.

Верхне-Зейская впадина

В основании разреза четвертичных отложений Верхне-Зейской впадины лежат аллювиально-озерные пески и галечники с прослоями глин и лигнитов соктаханской свиты (Г. Е. Быков, Ю. Ф. Чемеков, И. И. Сей и др.) и аллювиальные галечники яснополянской толщи, описанные Б. А. Рухиным и другими в 1946 г., К. Ф. Прудниковым, А. И. Юдиным и О. М. Чураковой в 1951 г. Позднее верхняя часть разреза соктаханской свиты была выделена И. И. Сей (1960) в самостоятельную аргинскую свиту. В осадках соктаханской свиты, по Г. Е. Быкову (1936), содержится комплекс пыльцы миоценового возраста (определения Е. Смирновой): *Betula, Pinus* cf. *silvestris, P.* cf. *pumila, P. Cembra, Picea, Alnus, Ilex, Pterocarya, Ulmus, Fagus, Juglans, Tsuga, Tilia* и

http://jurassic.ru/

Abies. В других образцах М. А. Седовой, по материалам И. И. Сей, определен хвойно-широколиственный спектр с травянистыми растениями скорее плиоценового возраста: *Sphagnum, Lycopodium, Selaginella*, Polypodiaceae, Onoclea, *Osmunda, Abies, Tsuga, Picea, Larix, Pinus* подрода *Diploxylon, P.* подрода *Haploxylon,* Taxodiaceae, Cyperaceae, *Myrica,* Juglandaceae, Pterocarya, *Alnus, Betula, Corylus, Quercus, Fagus, Ulmus,* Nymphaceae, Leguminosae, *Ilex*, Ericaceae, *Diervilla.* В верхних горизонтах свиты, по В. С. Будрину, содержится пыльца *Sphagnum, Lycopodium, Pinus, Alnus, Betula, Myrica,* Cyperaceae, Iridaceae, Ericaceae, Compositae, *Artemisia*, Juglandaceae, *Juglans, Carya, Cyclocarya, Ulmus, Tsuga,* переходного от плиоцена к нижнечетвертичному, доледниковому времени. Таким образом, описанные отложения скорее всего являются неогеново-нижнечетвертичными.

На отложениях соктаханской и аргинской свит у подножия хребтов Джагды и Тукурингра залегают бурые аллювиально-пролювиальные валунно-галечниковые отложения, сцементированные песчано-глинистым материалом мощностью до 25 *м*. В них В. С. Будриным описаны споры и пыльца *Musci, Sphagnum, Lycopodium,* Polypodiaceae, *Pinus* подрода *Haploxylon, Alnus, Betula, Myrica,* Gramineae, Cyperaceae, Ericaceae, Compositae. Этот комплекс указывает на похолодание и, по-видимому, относится к одной из эпох холодного климата, существовавших в течение нижне-верхнечетвертичного времени, поэтому его возраст условно определяется как нижне-среднечетвертичный или как средне-верхнечетвертичный (по Ю. Ф. Чемекову, Е. М. Вишневской и Л. И. Эдельштейн).

К верхнечетвертичным отложениям относятся аллювиальные пески с прослоями супесей, суглинков, галечников, торфа и линзами ископаемого льда Улакской (8—10-метровой) и Ногдинской (16—20-метровой) террас, содержащих, по определению Л. И. Эдельштейн, сравнительно бедный спорово-пыльцевой комплекс лиственнично-березово-еловой тайги с небольшой примесью сосны и постоянным присутствием переотложенной третичной пыльцы. Определения Е. М. Вишневской показали наличие в осадках северо-альпийских и холодолюбивых диатомей. В их типичный комплекс входят: *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Kütz., *Eunotia papillo* (Grun.) Hust., *E. praerupta* Ehr., var. *bidens* (W. Sm.) Grun., *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., *Stauroneis phoenicenteron* Ehr., *Navicula mutica* Kütz., *N. placenta* Ehr., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. streptoraphe* Cl. var. *minor* Cl., *Neidium bisulcatum* (Lagerst.) Cl., *Caloneis silicula* var. *alpina* Cl., *Cymbella heteropleura* var. *minor* Cl., *C. perpussila* A. Cl., *C. turgida* (Greg.) Cl., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun.

Видимая мощность отложений 30 *м*. Не исключена возможность, что описанные осадки являются средне-верхнечетвертичными, как это предполагают Ю. Ф. Чемеков, Е. М. Вишневская и Л. И. Эдельштейн, учитывая их довольно значительную мощность и то, что они слагают две (первую и вторую) надпойменные террасы.

Современные отложения представлены аллювиальными песками, супесями, суглинками и реже галечниками низкой и высокой пойм, торфяниками на поймах и плоских водоразделах, аллювиально-пролювиальными галечниково-гравийно-песчаными осадками верхних частей предгорных шлейфов. Они охарактеризованы пыльцой, по определениям Г. А. Благовещенского (Кушев, 1939) и В. С. Будрина, близкой по составу к современной, но в низах разреза содержащей пыльцу дуба и вяза, ныне здесь не произрастающих и отражающих послеледниковый климатический тихоокеанский оптимум (тихоокеанский голоценовый горизонт).

http://jurassic.ru/

Средне-Амурская впадина

В Средне-Амурской впадине широко распространены песчано-галечниковые отложения приамурской свиты (Чемеков, 1960а, 1961а). В нижней части разреза в северо-западной и западной частях впадины к ней относятся пески и галечники мощностью более 170 *м* (по данным А. С. Зинченко и М. А. Саканцева, 1950—1953 гг.). В галечниках (скважина у с. Покровки) на глубине 45 *м* обнаружены переотложенные обломки близкого к миоценовому *Piceoxylon* cf. *laricinum* Krausel (определение И. А. Шилкиной). Верхние горизонты этой толщи могут быть нижнечетвертичными, поэтому возраст песков и

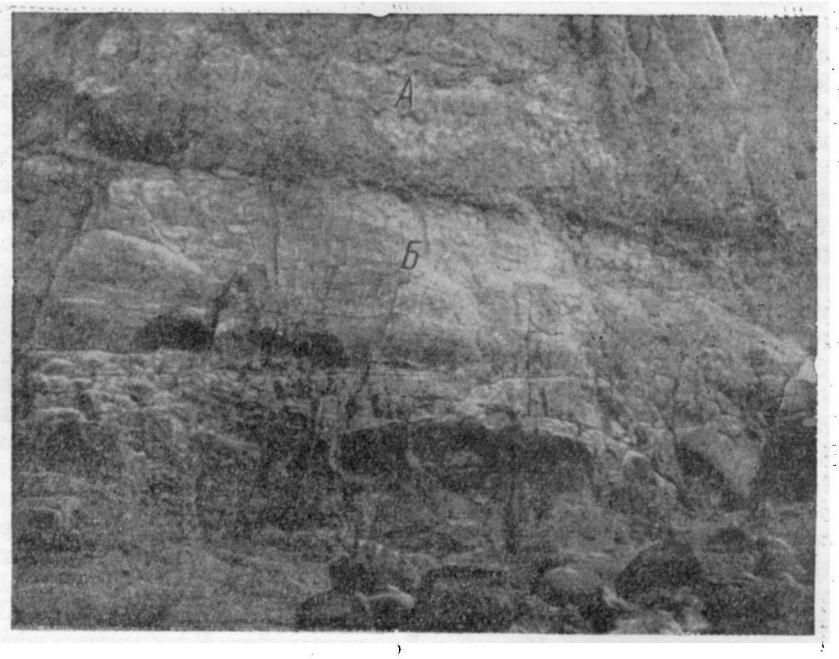


Рис. 45. Нижнечетвертичные (?) суглинки (*А*) Сарапульской террасы, залегающие на красноцветной коре выветривания (*Б*) базальтов. Фото Ю. Ф. Чемекова

галечников можно условно принять за неогеново-нижнечетвертичный. Следует отметить, что пески западной и северо-западной частей депрессии, залегающие ниже уровня воды, Б. Г. Венус считает нижне-среднечетвертичными.

Учитывая значительную мощность песков (более 170 *м*), присутствие в их нижних горизонтах слаболигнитизированной древесины и находку древесины, определенной И. А. Шилкиной как *Pinus* из секции Paracembra, имеющего, вероятно, неогеново-четвертичный возраст, а также их залегание в районе восточнее Хабаровска на олигоценово-миоценовых угленосных отложениях чернореченской свиты, следует для всей толщи песков и галечников приамурской свиты принять плиоценово-нижнечетвертичный возраст. К плиоценово-нижнечетвертичным отложениям предположительно относятся суглинки Средне-Амурской впадины, залегающие в районе г. Хабаровска, сел. Елабуга и пос. Сарапульское на красноцветных корах выветривания и содержащие в низах (пос. Сарапульское) разложенную гальку эффузивов и осадочных пород (рис. 45).

http://jurassic.ru/

Достоверно известных среднемежледниковых отложений в описываемом районе не имеется.

К среднеледниковью относятся суглинки, синеватые галечники и иловатые глины вяземской свиты. В них в районе ст. Вяземская в 10—15-метровой террасе обнаружены определенные В. И. Громовым остатки *Elephas trogontherii* P o h l., относящиеся к хазарскому времени или, возможно, ко времени начала максимального оледенения, т. е. к среднеледниковью. Вместе с ними найдены обломки древесины, определенные С. Туманян как *Larix Mill* (27 образцов) и *Picea Dietrich* (6 образцов). Спорово-пыльцевые данные указывают на развитие лиственнично-березовых лесостепей и сухих полынных степей предгорий и горных склонов, указывая на более сухой, холодный и более континентальный, чем современный, климат (Никольская, 1951). Очень близки к описанным осадкам вивианитовые глины с линзами песков, изученные Ю. М. Логиновым и Б. Г. Венусом в 1956 г. в Средне-Амурской впадине в разрезе аллювиальной равнины с абсолютными отметками 20—45 *м*. Они вскрыты в скважинах у лесоучастка Гили близ Джалунского озера, а также близ г. Хабаровска. Спорово-пыльцевые комплексы их, по В. В. Нукзаровой, близки к вяземскому. В них преобладает пыльца березы, в небольшом количестве встречена пыльца хвойных (ели, сосны, лиственницы), много пыльцы осок, спор сфагнума и папоротников. Для описанных осадков характерно большое содержание переотложенного каолинита при преобладании гидрослюд и большом проценте органических примесей.

Среднечетвертичной, по-видимому, является мощная толща аллювиально-делювиальных валунно-глинистых и щебенчато-суглинистых остатков Средне-Амурской впадины, залегающих по ее периферии на плиоценово-нижнечетвертичных отложениях. Возможно, что основная масса их образовалась в эпоху максимального оледенения, хотя верхние горизонты могут быть и верхнечетвертичными. Спорово-пыльцевой комплекс этих осадков, по В. В. Нукзаровой, сходен с вяземским. Он характеризуется преобладанием пыльцы березы, единичными зернами хвойных (ели, сосны) и спор папоротников и мхов, незначительным присутствием пыльцы травянистых растений. Умеренно теплолюбивые растения представлены здесь единичной пыльцой лещины.

В современных отложениях Средне-Амурской впадины и более северных районов Нижнего Приамурья, по Ю. Ф. Чемекову (1961а, б), выделяются три горизонта: мухенский (нижний голоцен), относящийся к послеледниковью, тихоокеанский голоценовый (средний голоцен), формировавшийся в течение послеледникового голоценового климатического оптимума, и дальневосточный, охватывающий последний отрезок голоцена (верхний голоцен) вплоть до настоящих дней. Для всех горизонтов разработаны типовые спорово-пыльцевые диаграммы и выделены типовые спектры, позволяющие уверенно определять принадлежность изучаемых отложений к тому или иному горизонту голоцена (Чемеков, 1961а, б). В зависимости от специфики физико-географических условий состав этих спектров меняется в различных районах Дальнего Востока.

В Средне-Амурской впадине для мухенского горизонта характерна фаза смешанных мелколиственных и широколиственных лесов (фаза *Betula* и *Ulmus*), для тихоокеанского голоценового горизонта — фаза широколиственных лесов (фаза *Quercus mongolica*) и для дальневосточного горизонта — фаза хвойно-широколиственных лесов (фаза *Pinus koraiensis* и *Quercus mongolica*). Диаграммы, в которых отражены описанные выше спорово-пыльцевые комплексы, названы М. И. Нейштадтом (1957) амурским типом.

http://jurassic.ru/

Нижнее Приамурье

В долине Нижнего Амура плиоценово-нижнечетвертичные отложения представлены усть-амурской свитой (Чемеков, 1960б, 1961б). К ней относятся пески и галечники, слагающие высокую 60—80-метровую террасу, в которых у дер. Циммермановки И. Г. Козловым найдена пресноводная фауна *Viviparus* cf. *praerosus* Gerstf. и *Anodonta* sp. (Кушев, 1936), определенная Е. С. Раммельмейер как древнечетвертичная, а также осадки высоких террас Амура с признаками ожелезнения (Сухановская, Гячинская и др.), сложенных серыми и бурыми глинами и суглинками, желтыми слоистыми песками и ожелезненными галечниками и песками. В описываемых отложениях обнаружена пыльца *Quercus, Ulmus, Fagus* и *Ilex.*

В приустьевой части Амура ожелезненные галечники усть-амурской свиты образуют 40—60-метровую террасу (район г. Николаевска). Возраст усть-амурской свиты предположительно плиоценово-нижнечетвертичный — на основании находки нижнечетвертичной (?) фауны, содержании умеренно теплолюбивой пыльцы и признаков очень значительной выветрелости галечников.

В суглинках 18—22-метровой террасы у с. Богородского В. П. Гричуком, по материалам Я. М. Файна, обнаружена наряду с четвертичной пыльцой пыльца неогеновых реликтов (*Sequoia, Pterocarya* и *Juglans manshurica* Max.).

Плиоценово-нижнечетвертичные отложения нижнего Приамурья нередко лежат на древних корах выветривания (чаще всего красноцветных). Они обычно характеризуются значительной выветрелостью и нередко ожелезнены (вплоть до цементации) окислами железа. Палеонтологически их возраст в достаточной степени еще не определен.

Вулканогенной фацией описанных отложений является серия покровов оливиновых и щелочных базальтов, развитых в Эворон-Чукчагирской и Средне-Амурской впадинах, а также базальты, андезито-базальты и их туфы района оз. Эворон (описанные Я. М. Гройсманом и другими в 1955 г. и Ю. М. Логиновым и Б. Г. Венусом в 1956 г.). Следует отметить, что возраст этих эффузивов определен весьма приближенно.

Нижнечетвертичные отложения депрессий Нижнего Приамурья представлены озерно-аллювиальными глинами, залегающими под среднечетвертичными отложениями. Они выделены Ю. Ф. Чемековым (1961а, б) под названием холанского * горизонта, относящегося к нижнечетвертичному доледниковью. В этих отложениях (по определениям В. В. Нукзаровой и материалам Б. Я. Абрамсона и Т. В. Николаевой) содержится наряду с обычной для данного района пыльцой *Betula, Picea, Salix, Alnus* также и пыльца Juglandaceae, *Quercus, Ilex, Tsuga,* иногда *Tilia,* Ulmaceae, *Carpinus.*

К верхнечетвертичным осадкам в пределах Нижнего Приамурья относятся аллювиально-делювиальные щебнисто-суглинистые отложения, перекрывающие нижне- и среднечетвертичные отложения. Однако палеонтологически они не охарактеризованы и могут относиться к верхнему отделу только условно (Ю. М. Логинов, Б. Г. Венус).

Верхнечетвертичными, по-видимому, являются озерно-аллювиальные суглинки (рис. 46) и аллювиальные пески и галечники с прослоями торфа, слагающие вторую надпойменную (10—15-метровую) террасу

* По названию пос. Холан, где описываемые отложения вскрыты в Удыль-Кизинской депрессии скважиной.

http://jurassic.ru/

р. Амура. В описанном С. Л. Кушевым (1936) свободненском * погребенном торфянике, залегающем в 12-метровой террасе правого берега р. Амура, севернее устья р. Хунгари, обнаружена пыльца *Betula, Quercus, Alnus, Ulmus, Pinus sibirica, P. silvestris, Picea, Abies, Larix, Corylus, Salix.*

В другом разрезе той же террасы по левому берегу протоки Накки (левобережье р. Амура), по материалам В. Я. Филиппович, 1940 г., в тонкозернистых глинистых песках известен спорово-пыльцевой спектр с преобладанием ели и ольхи, небольшим количеством пихты, березы,

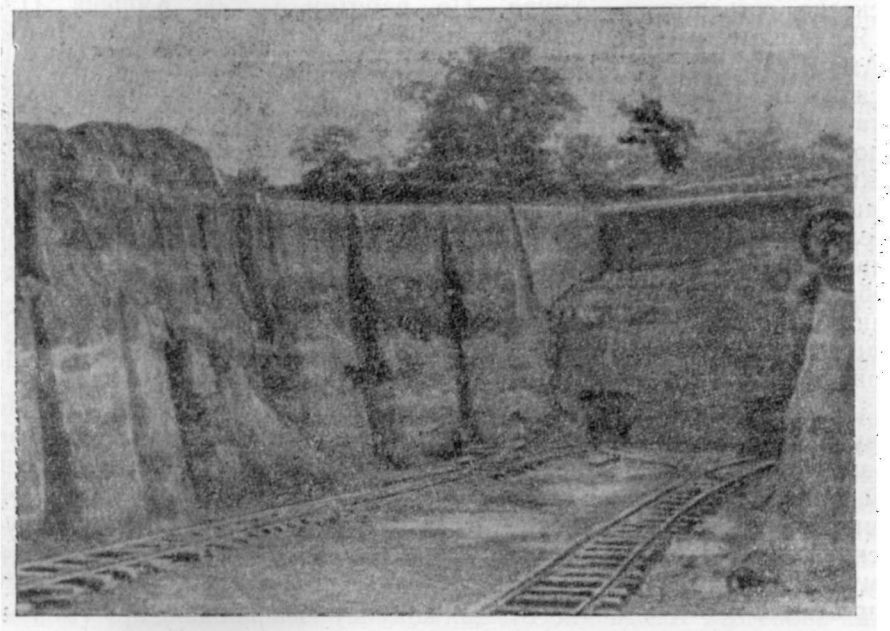


Рис. 46. Озерно-аллювиальные суглинки 10—15-метровой террасы р. Амура в карьере кирпичного завода близ пос. Синда. Фото Ю. Ф. Чемекова

сосны и непостоянным количеством кедра и ивы. Характерно почти полное отсутствие пыльцы широколиственных пород. Эта толща накапливалась в течение ольхово-еловой фазы лесов, характеризующейся более суровым климатом, чем современный. Вероятно, что описанные осадки образовались во время верхнечетвертичного оледенения в горах Дальнего Востока. Для других разрезов аналогичных террас типичен ольхово-березовый пыльцевой спектр.

Близок к описанным спорово-пыльцевой спектр из погребенного торфяника у пос. Дипны из 10—20-метровой террасы. В песках аналогичной террасы у г. Комсомольска-на-Амуре обнаружены остатки мамонта — *Mammuthus primigenius* (Blum.), относящегося, по определению В. Е. Гаррута **, к верхнему плейстоцену.

К верхнечетвертичным относятся суглинки и глины, слагающие с поверхности бо́льшую часть левобережья р. Амура, под современными торфяниками. По определениям В. В. Нукзаровой, для них (скв. 2 у оз. Поперечка) характерен спорово-пыльцевой спектр березово-елового состава, а именно: береза (38%), ель (29%), ольха (13,2%),

* У с. Свободного на правом берегу Амура выше г. Комсомольска.
** В. Е. Гаррут называет мамонта *Mammontheus primigenius* (Blum.).

http://jurassic.ru/

в незначительном количестве пыльца сосны и лиственницы и единичные зерна лещины. Споры представлены папоротниками и мхами, общее количество их 56,4% от всей суммы пыльцы и спор. Травянистые (12,8%) представлены главным образом пыльцой осок (54,3%) и вересковых (25,5%).

Современные отложения широко распространены в Нижнем Приамурье и представлены торфяниками, аллювиальными песками, галечниками, илами, суглинками и глинами первой надпойменной (4—8-метровой) террасы и поймы, морскими песками, галечниками и илами первой (4—6-метровой) морской террасы, лайды и литорали и эоловыми песками островов р. Амура. По работам С. Л. Кушева (1936), В. Я. Филиппович, Я. И. Файна и других, в пределах Нижнего Амура и Амурского лимана развиты морские террасы высотой до нескольких десятков и даже сотен метров. Однако их морское происхождение остается недоказанным. Поэтому к морским осадкам относятся пока отложения лайды и первой (4—8-метровой) морской террасы на побережье Амурского лимана, морское происхождение которых не вызывает сомнений. Для надпойменных отложений нередко характерно явление ожелезнения. В нижних горизонтах указанных отложений обнаруживается появление или увеличение количества пыльцы умеренно теплолюбивых широколиственных пород (Минкина и Федорова, 1936, Ганешин и Чемеков, 1949, Нейштадт, 1952), что отмечено для эпохи послеледникового тихоокеанского климатического оптимума. В верхних же горизонтах состав спор и пыльцы близок к современному.

Для Нижнего Приамурья характерен нижнеамурский (по Чемекову, 1961а, б) тип спорово-пыльцевых диаграмм: мухенский горизонт — фаза елово-сосновых лесов с примесью широколиственных пород (нижний максимум *Picea*); тихоокеанский голоценовый горизонт — фаза темнохвойно-широколиственных лесов, сменяющаяся фазой елово-сосновых лесов с примесью *Betula* и широколиственных пород (максимум *Picea*), дальневосточный горизонт — фаза березово-еловых лесов с примесью *Alnus* и *Pinus*.

Для Эвороно-Чукчагирской депрессии типичен эвороночукчагирский тип спорово-пыльцевых диаграмм (по Чемекову, 1961а, б): мухенский горизонт — фаза елово-сосновых лесов (нижний максимум *Picea*); тихоокеанский голоценовый горизонт — фаза ольхово-березовых лесов с примесью широколиственных пород, сменяющаяся фазой еловых лесов с примесью *Pinus, Betula* и *Alnus* (верхний максимум *Picea*), дальневосточный горизонт — фаза березово-еловых лесов.

К современным отложениям относится известный зеленоборский погребенный торфяник (Ганешин и Чемеков, 1949), который В. Я. Филиппович и Е. А. Ильченко считали древнечетвертичным.

В Амуро-Амгунской депрессии в низах пойменных отложений, изученных в 1939 г. А. О. Родимовой, обнаружены (определения Н. В. Анисимовой) наряду с пресноводными диатомовыми, формы, характерные для водоемов прибрежно-морских районов. Это *Coscinodiscus lacustris* Grun. и *C. Rothii* var. *subsalsus* (Dannf.) Hust., единичные экземпляры солоноводной, распространенной преимущественно в морской области *Rhopalodia gibberula* (Ehr.) O. Müll., пресноводно-солоноватоводной *Nitzschia tryblionella* var. *debilis* (Arn.) Meyer var. *victoriae* Grun., солоноватоводной *Nitzschia vitrea* Norm. и форм, обитающих в солоноватых водах прибрежно-морских областей *Nitzschia Clausii* Hantzsch., *N. lorenzsiana* Grun. Этот комплекс говорит о связи озерного бассейна, в котором формировались осадки, с морем.

http://jurassic.ru/

Горные районы

Стратиграфия четвертичных отложений горных районов юга советского Дальнего Востока, занимающих около 70—75% площади, изучена слабо. Широко распространенные здесь делювиальные и элювиально-делювиальные отложения пока не поддаются точному расчленению. Поэтому излагаемая ниже схема основывается главным образом на изучении аллювиальных и ледниковых отложений.

Наиболее древние из четвертичных отложений пока известны лишь на Сихотэ-Алине. Они представлены нижнечетвертичными базальтами, составляющими верхнюю часть плиоценово-нижнечетвертичного вулканического комплекса. (Решение совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока, 1956 г.)

Излияниями базальтов сформированы лавовые плато, характерные для щитовых вулканов. Эксплозионный и туфовый материал в них редок. Суммарная мощность базальтов непостоянна и колеблется от нескольких метров до 400 *м*. Обычно базальты состоят из отдельных потоков и покровов мощностью от 1—2 до 8—10 *м*. В нижней части потоки имеют слегка заиленное мелкопористое основание. Средние их части сложены массивными плотными, почти полностью раскристаллизованными разновидностями с долеритовой и пойкилоофитовой структурами. Верхняя часть лавовых потоков представлена крупнопористыми и даже кавернозными базальтами. Петрографически базальты довольно однородны. Это обычно оливиново-пироксеновые или пироксеновые базальты и андезито-базальты.

Осадочные породы нижнечетвертичного(?) возраста известны лишь на Сихотэ-Алине, вне пределов описываемой территории в виде галечников, суглинков и глин 40—70-метровой террасы р. Имана (Чемеков, 1956б), где они, по определению Н. С. Громовой, охарактеризованы умеренно теплолюбивым богатым спорово-пыльцевым комплексом с небольшой примесью пыльцы третичных реликтов (*Tsuga, Liquidambar, Magnolia, Glyptostrobus*), относящимся, по-видимому, к нижнечетвертичному предледниковью (возможно, что они имеют неогеново-нижнечетвертичный возраст).

Следы наиболее древнего (киранского) оледенения на Дальнем Востоке обнаружены в хр. Прибрежном, в долине р. Кирана (Чемеков, 1959б, 1960в, 1961д) в виде морены мощностью более 40—60 *м*, характеризующейся значительной выветрелостью. Степень последней выше, чем средне- и верхнечетвертичных морен, что позволяет считать ее предположительно нижнечетвертичной. Эта морена и синхронные ей озерно-аллювиальные осадки в депрессиях отнесены к киранскому горизонту (Чемеков, 1961а, б).

В. В. Вихлянцев, В. К. Шевченко и другие считают, что описанные отложения являются не мореной, а древним (миоценовым?) аллювием, аналогичным бираджинской свите Тугурского полуострова (Красный, 1948). Происхождение киранских отложений нельзя считать установленным до проведения химико-аналитического, литолого-стратиграфического и палеонтологического изучения. Однако, учитывая наличие последней точки зрения, следует считать пока наличие следов киранского оледенения проблематичным, хотя признаки отчетливого похолодания установлены в синхронных осадках депрессий, по материалам В. Ф. Морозовой и других палинологов.

Среднечетвертичные отложения представлены аллювиальными суглинками, глинами и галечниками третьей (20—40-метровой) террасы крупных рек Сихотэ-Алиня (Имана, Хора и др.), в которых содержится богатый спорово-пыльцевой спектр с большим количеством широко-

http://jurassic.ru/

лиственных пород (определения Н. С. Громовой и К. В. Желубовской). Эти отложения предположительно относятся к среднемежледниковью или к сидатунскому горизонту (Чемеков, 1956б).

Среднеледниковье на территории Дальнего Востока отмечается следами максимального (алданского, по Ю. Ф. Чемекову, 1957б) оледенения, имевшего в горах горно-долинный характер, приближающийся к типу ледников подножий (Ям-Алинь), а в пределах Алданского нагорья — покровный или «полупокровный»*.

Отложения, которые формировались в эпоху алданского оледенения, выделены в виде ям-алинского горизонта (Чемеков, 1961а, б, в). В районе оз. Бол. Токо и в хр. Джугджур, как показали исследования К. К. Абрашева, В. И. Гольденберга, В. Ф. Зубкова, А. И. Юдина и других в 1956—1958 гг., эти отложения представлены эрратическими валунами, древними моренами, моренным песчанистым суглинком с валунами и щебнем, залегающими на плоских водоразделах.

В хр. Ям-Алинь валунно-галечниковая морена максимального оледенения обнаружена в бассейне р. Муникана на восточном склоне хребта на вершине сопки высотой 874 *м* над уровнем моря. Эта морена оставлена, по-видимому, ледником типа Маляопина с мощностью льда не менее 300 *м*. Возраст ее нельзя считать окончательно установленным. Так, например, В. К. Шевченко относит формирование описываемой морены к верхнечетвертичному времени. Однако, основываясь на том, что в смежных районах верхнечетвертичные ледники являлись каровыми и горно-долинными, не выходящими за пределы долин, первая точка зрения представляется более обоснованной.

Среднечетвертичные(?) отложения описаны по периферии горных районов и морскому побережью. К ним, по-видимому, относятся галечники и суглинки 30—50-метровой террасы р. Усолгина и северо-восточной части п-ова Тохареу (по работам Я. М. Файна и др.), где, по данным В. Я. Филиппович (Чемеков, 1957а) наряду с пресноводными диатомовыми водорослями обнаружены единично встреченные морские *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., что, возможно, свидетельствует о влиянии морских вод на образование осадков этой террасы. Однако эти данные необходимо проверить, так как единичные морские диатомовые могут быть случайно занесены ветром, прибоем, при перевозке, обработке и т. д. Я. М. Файн считает отложения террасы древнечетвертичными, однако правильнее определить их возраст как среднечетвертичный, так как они заведомо древнее верхнечетвертичных осадков низких террас (до 10—15 *м* высотой), но отличаются от нижнечетвертичных отложений большей свежестью. По-видимому, среднечетвертичными являются аллювиальные галечники, пески, супеси, суглинки и глины с валунами 12—16-метровой террасы на Тугурском полуострове и 16—25-метровой террасы зал. Николая.

К нерасчлененным средне-верхнечетвертичным отложениям М. И. Авдеев в 1956 г. отнес на побережье Ульбанского залива песчано-валунные и гравийно-галечниковые отложения, считая, что они имеют флювиогляциальное происхождение и формировались как в эпоху максимального, так и верхнечетвертичного оледенений. Однако вопрос об их флювиогляциальном генезисе и возрасте нельзя считать решенным.

В бассейне р. Уды к нерасчлененным средневерхнечетвертичным отложениям Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемеков в результате работ, проведенных в 1949 г., отнесли аллювиальные галечники 12-метровой террасы р. Селями-Инга, в которых наряду с пыльцой обычных для дан-

* Под не вполне удачным термином «полупокровное» оледенение понимают совокупность нескольких небольших разобщенных покровов.

http://jurassic.ru/

ных районов растений (ели, кедрового стланика, березы, ольхи) обнаружена пыльца граба и споры одного из японо-китайских видов папоротников *Cyclophorus* sp. (определения М. А. Седовой и В. В. Зауер). По-видимому, эти осадки относятся к одному из средне- или верхнечетвертичных межледниковий.

Верхнечетвертичные отложения представлены валунно-галечниковыми моренами (рис. 47), залегающими в трогах и цирках, развитых в хребтах Становом, Джугджур, Тукурингра, Джагды, Джугдыр, Майском, Тыльском, Тайканском, Ям-Алинь, Эзоп, Дуссе-Алинь, Буреинском, Баджальском, Сихотэ-Алинь и других, описанных за последние



Рис. 47. Морена в долине р. Сэги, правого притока р. Селиткана (западный склон хр. Ям-Алинь). Фото Ю. Ф. Чемекова

годы В. И. Гольденбергом, В. Р. Анисимовым, Г. С. Ганешиным, В. К. Елисеевой, В. Н. Мошкиным, В. В. Никольской и И. Н. Щербаковым, Н. П. Саврасовым, В. В. Соловьевым, Ю. Ф. Чемековым, А. И. Юдиным, В. А. Ярмолюком, и флювиогляциальные валунно-галечниковые и галечниковые отложения в долинах рек Торома, Муникана, Сэги и других, изученных В. А. Ярмолюком, Л. И. Красным и Г. С. Ганешиным и Ю. Ф. Чемековым.

В моренах хр. Джугдыр Л. И. Эдельштейн (по материалам В. Н. Мошкина и В. В. Заморуева) определила спорово-пыльцевой комплекс с резким преобладанием пыльцы сосны *, подчиненным содержанием пыльцы березы и ольхи и значительным количеством спор папоротников. Аналогичен состав спорово-пыльцевых комплексов верхнечетвертичных морен хр. Ям-Алинь, установленных Л. И. Эдельштейн по материалам Ю. Ф. Чемекова.

В хр. Ям-Алинь Ю. Ф. Чемеков (1957а, 1957б) в 1956 г. установил два комплекса валунно-галечниковых морен, связанных с двумя цикловыми (30—40- и 18—20-метровой) террасами и фиксирующих две эпохи верхнечетвертичного оледенения: муниканскую и селитканскую,

* Вероятно это пыльца не сосны, а кедрового стланика (прим. Ю. Ф. Чемекова).

http://jurassic.ru/

возможно, параллелизующихся соответственно с зырянским и сартанским оледенениями Сибири. Следует, однако, подчеркнуть, что межледниковые отложения в описанном районе пока еще неизвестны, поэтому самостоятельность оледенений нельзя считать полностью доказанной. Отложения, формировавшиеся во время этих оледенений, выделены Ю. Ф. Чемековым в муниканский и селитканский горизонты.

Верхнечетвертичными являются аллювиальные галечники, пески, глины, суглинки и супеси второй террасы крупных рек Сихотэ-Алиня и второй и третьей террас (высотой от 5 до 15 *м*) хр. Джугдыр, Тугурского полуострова, зал. Николая и других районов (по материалам исследований М. И. Авдеева, Д. А. Кирикова, В. Н. Мошкина, Ю. Ф. Чемекова и др.). В этих осадках, по определениям В. Ф. Гапоновой и Л. И. Эдельштейн, наблюдается березово-ольховый пыльцевой спектр с небольшим количеством пыльцы ели, сосны и широким развитием спор сфагнума и пыльцы осок и вересковых, характеризующий в целом суровые климатические условия.

Исследования В. Я. Филиппович (Чемеков, 1957а) показали, что в суглинках и песках 14-метровой террасы зал. Николая содержатся диатомовые: единичные морские *Thalassiosira exentrica* (Ehr.) Cl. и *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., солоноватоводная *Nitzschia punctata* (W. Sm.) Grun. и спикулы морских губок среди преобладающих пресноводных диатомей. Возможно, что осадки этой террасы формировались при участии морских вод.

К верхнечетвертичным В. Г. Плахотник (1956) относит излияния плато-базальтов Сихотэ-Алиня, основываясь на залегании их в бассейне р. Бикина на отложениях третьей (15-метровой) террасы, которые в том же бассейне охарактеризованы верхнечетвертичным спорово-пыльцевым спектром. Однако возраст плато-базальтов еще нельзя считать твердо установленным. Так, например, П. Н. Кропоткин считает их плиоценовыми, а И. И. Берсенев — миоценово-плиоценовыми.

Современные отложения представлены в горах аллювиальными (рис. 48) галечниками, песками, глинами, суглинками и супесями первой террасы и поймы. Они охарактеризованы амурским, нижнеамурским или эвороно-чукчагирским типами спорово-пыльцевых диаграмм. Для Западного Приохотья характерен так называемый охотский тип спорово-пыльцевых диаграмм. Мухенский горизонт здесь характеризуется фазой ольхово-березовых лесов с примесью *Pinus* и *Picea*; тихоокеанский голоценовый — фазой березово-еловых лесов с участием широколиственных пород, местами со значительным участием *Pinus*, сменяющейся фазой ольхово-березовых (местами сосново-березовых) лесов; дальневосточный — фазой березово-еловых лесов или еловых лесов с участием *Alnus* и *Betula*, а местами *Pinus pumila* Rgl. (Чемеков, 1961а, б, в).

Морское побережье и донные осадки

Морское происхождение первой террасы и лайды, развитых на побережье Охотского и Японского морей, доказывается находками морской ископаемой фауны, близкой к современной (Чемеков, 1957а), и морских диатомовых, определенных А. П. Жузе в 2—4-метровой террасе Тугурского полуострова (по материалам М. И. Авдеева) как *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Actioptychus undulatus* Bail, *Navicula kariana* var. *detersa* Grun., *N. gelida* var. *subimpressa* Grun., сменяющихся выше и ниже по разрезу вначале эвригалинными, а затем пресноводными диатомеями.

По материалам исследований П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына (1957), А. П. Жузе и Е. В. Кореневой (1959), Ю. Ф. Чемековым

http://jurassic.ru/

(1957а, 1960б, 1961а, б, в) произведена попытка оценить стратиграфическое положение, определить возраст донных осадков Охотского моря и сопоставить их с континентальными отложениями.

Наиболее древними из вскрытых разрезов на дне Охотского моря являются отложения первого тихоокеанского или первого верхнемежледникового горизонта, по Ю. Ф. Чемекову (1961а), который описан А. П. Жузе как V горизонт. Это глинистые илы, содержащие, по П. Л. Безрукову и А. П. Лисицыну, до 10% $CaCO_3$ и до 6% аморфного кремнезема. В них, по А. П. Жузе и Е. В. Кореневой, обнаружена

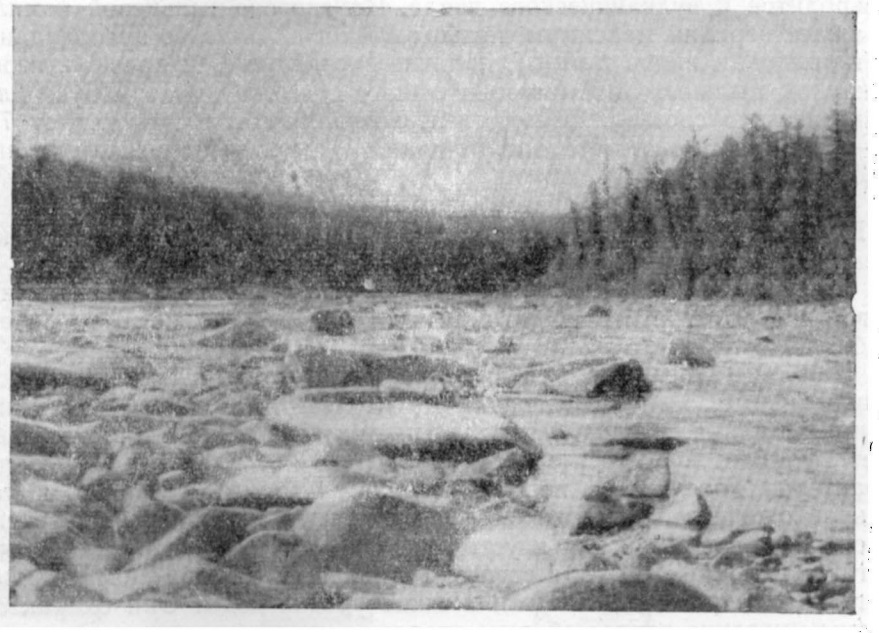


Рис. 48. Валунно-глыбовый аллювий в среднем течении р. Кыран (восточный склон Прибрежного хребта). Фото Ю. Ф. Чемекова

пыльца темнохвойных пород, экзотических *Pinus,* реликтовых растений (*Tsuga, Ilex, Carya, Hicoria*) с максимумом спор Polypodiaceae и флора диатомовых водорослей океанического состава с участием неритических и бентических форм. По мнению Ю. Ф. Чемекова, пыльца реликтовых растений переотложена из более древних отложений. Абсолютный возраст осадков от 63—65 до 79—99 тыс. лет.

Выше лежат осадки IV горизонта (по А. П. Жузе), относимые Ю. Ф. Чемековым (1957, 1961а) к муниканскому или первому верхнеледниковому горизонту. Они представлены глинистыми и мелкоалевритовыми илами с прослоями вулканического пепла. В отложениях наблюдается, по данным спорово-пыльцевого анализа, произведенного Е. В. Кореневой, нижний максимум пыльцы кустарниковых видов *Betula* и *Alnus* и значительное содержание спор *Bryales.* Диатомовая флора, по данным А. П. Жузе, имеет неритический состав и характеризуется господством арктических и арктобореальных видов. Абсолютный возраст донных осадков муниканского горизонта определен в пределах от 40—50 до 63—85 тыс. лет.

Выше залегают отложения второго тихоокеанского или второго верхнемежледникового горизонта (по А. П. Жузе III горизонта) — глинистые и алевритовые илы, местами обогащенные аморфным кремне-

http://jurassic.ru/

земом и содержащие до 9% $CaCO_3$, что свидетельствует об отложении их в теплых климатических условиях. В них обнаружена пыльца темнохвойных и широколиственных пород и экзотических *Pinus*, споры *Sphagnum*, Lycopodiaceae, Polypodiaceae и богатая диатомовая флора океанического состава с участием неритических видов и присутствием представителей тихоокеанской флоры. Абсолютный возраст осадков III горизонта составляет от 22—24 до 40—50 тыс. лет.

Вверх по разрезу описанные отложения сменяются осадками II горизонта, относящегося к селитканскому или второму верхнеледниковому горизонту. Они представлены глинистыми илами с прослоями алевролитов и вулканического пепла. Их спорово-пыльцевой комплекс отражает верхний максимум пыльцы *Betula* и *Alnus* (с преобладанием кустарниковых видов *Betula*), наличие спор *Bryales* и древней, переотложенной пыльцы. Описываемые осадки содержат диатомовую флору неритического состава. Абсолютный возраст илов составляет от 7 до 22—24 тыс. лет (этот горизонт, по-видимому, включает и нижнюю часть голоцена).

Верхняя часть разреза донных отложений (I горизонт по А. П. Жузе) характеризуется спорово-пыльцевым и диатомовым комплексами, близкими к современным, и относятся к голоцену.

В заключение краткого регионального обзора подведем итоги по четвертичной стратиграфии всей интересующей нас территории (табл. 10, рис. 49).

Наиболее древними, плиоценово-нижнечетвертичными, являются аллювиальные, озерно-аллювиальные и озерные пески, галечники, глины, суглинки, иногда с прослоями лигнитов, слабо сцементированные песчаники и конгломераты, алевролиты, аргиллиты. Для осадков характерно присутствие переотложенных каолиновых глин, местами сильное ожелезнение (аргинская, водораздельных песков, зейская, белогорская, приамурская и усть-амурская свиты). Эти осадки обычно слагают высокие (60—80-метровые) террасы и Амуро-Зейское плато, иногда (в депрессиях) залегая и ниже уровня воды. Они охарактеризованы умеренно теплолюбивым спорово-пыльцевым спектром с преобладанием пыльцы сем. Pinaceae и присутствием Betulaceae, Juglandaceae, Ulmaceae, Fagaceae, Tillaceae и дочетвертичных реликтов Taxodiaceae, *Magnolia, Liquidambar, Tsuga,* единично *Pterocarya, Glyptostrobus*, незначительным содержанием пыльцы травянистой растительности (Gramineae, Ericaceae, Chenopodiaceae, Compositae, *Artemisia*) и преобладанием спор сем. Polypodiaceae. Макрофлора представлена *Typha latifolia* L., *Salix alba* L. *fossilis, Betula* sp., *Ulmus longifolia* Ung., *U.* sp., *Quercus* cf. *drymeia* Ung., *Piceoxylon* cf. *laricinum* Kraüsel, а фауна — пресноводными моллюсками *Viviparus* cf. *praerosus* Gerstf., *Anodonta* sp. и *Unio* sp. Полезные ископаемые, связанные с описанными осадками: огнеупорные и кирпичные глины, каолиновые глины, пески, гравий и галечники, бурые железняки, лигниты, минеральные краски, поделочные камни (халцедоновые галечники), россыпи золота и, возможно, ильменита. Отложения перспективны на поиски бокситов.

Вулканогенной фацией описанных осадков являются неогеново-нижнечетвертичные эффузивы (базальты, андезито-базальты), употребляющиеся как хороший строительный материал. Пористые разности обладают плохой теплопроводностью и большой стойкостью (синдинские пористые лавы и лавобрекчии). Эффузивы имеют большие перспективы как сырье для изготовления литого камня и изделий из него.

Нижнечетвертичные отложения подразделяются на доледниковый—холанский горизонт, содержащий комплекс пыльцы широколиственных

http://jurassic.ru/

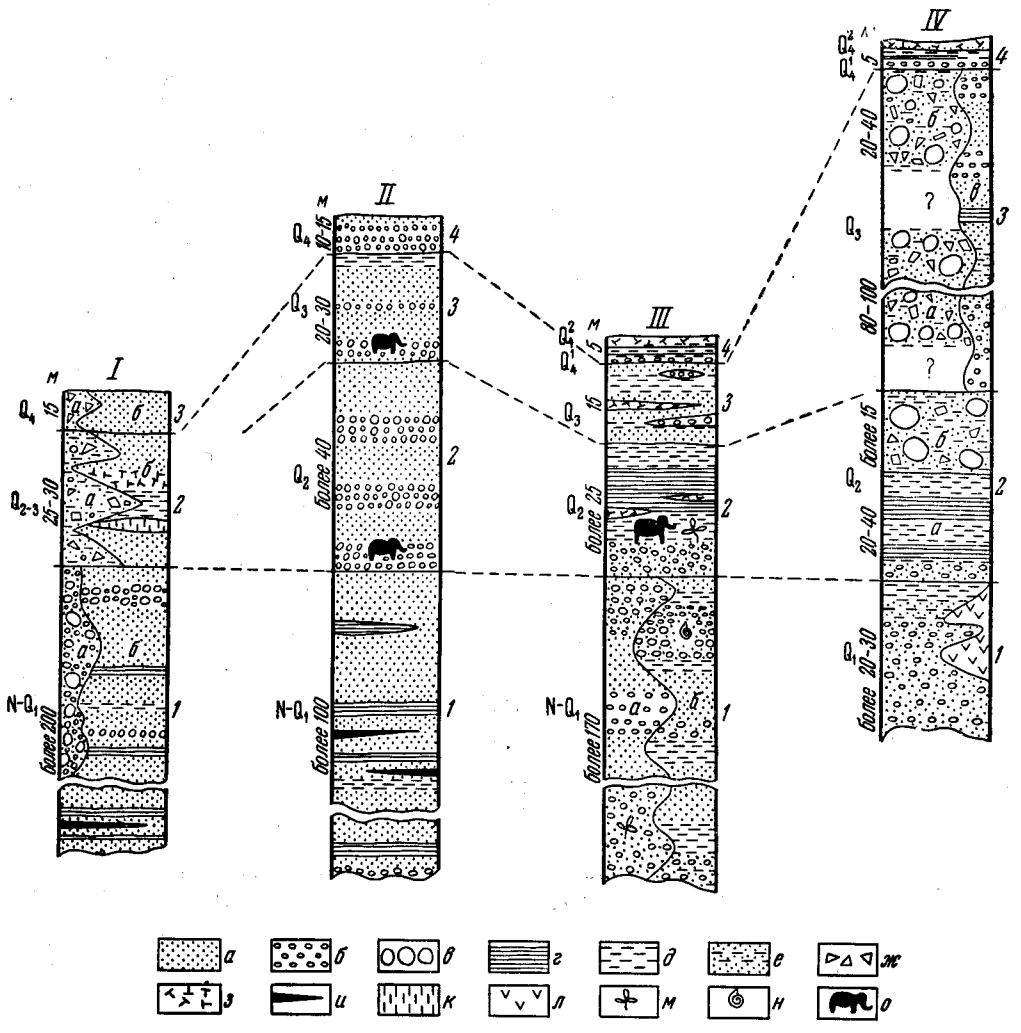


Рис. 49. Сопоставление разрезов четвертичных отложений в южной части Хабаровского края и Амурской области

I. Верхне-Зейская депрессия: *1* — яснополянская толща (*а*) и соктаханская свита (*б*); *2* — аллювиально-пролювиальные образования подножия хребтов Тукурингра — Джагды (*а*) и аллювий Ногдинской и Улакской террас (*б*); *3* — аллювиально-пролювиальные образования (*а*) и аллювий высокой и низкой поймы (*б*)

II. Амуро-Зейская депрессия: *1* — мухинская свита; *2* — аллювиальные отложения увалов и высоких террас; *3* — аллювий первой (10—15-метровой) террасы; *4* — аллювий высокой и низкой поймы

III. Средне-Амурская депрессия и Нижнее Приамурье: *1* — песчано-гравийно-галечниковый аллювий Средне-Амурской депрессии, залегающий ниже уровня воды Амура (*а*) и отложения высоких (45—80-метровых террас р. Амура) (*б*); *2* — осадки Вяземской террасы и террас и равнин Амура высотой 20—45 *м*; *3* — аллювиальные террасы и равнины высотой 10—20 *м* и озерно-аллювиальные равнины высотой 25—40 *м*; *4* — аллювий поймы Амура

IV. Горные районы южной части советского Дальнего Востока: *1* — аллювий четвертой (40—70-метровой) террасы р. Имана и основные эффузивы горной системы Сихотэ-Алиня; *2* — аллювий третьей (20—40-метровой) террасы р. Имана (*а*) и морена, моренные суглинки и эрратические валуны подножий хр. Ям-Алинь и юго-восточной части Алданского нагорья (*б*); *3* — морена хр. Ям-Алинь (30—40-метровой террасы (*а*) морена 18—20-метровой террасы восточного склона хр. Ям-Алинь (*б*) и аллювий второй и третьей террас горных рек высотой 5—15 *м* (*в*); *4* — аллювий первой террасы и поймы. *а* — песок, *б* — галечник, *в* — валуны, *г* — глина, *д* — суглинок, *е* — супесь, *ж* — обломки горных пород, *з* — торф, *и* — лигнит, *к* — ископаемый лед, *л* — основные эффузивы, *м* — макрофлора, *н* — фауна пресноводных моллюсков, *о* — фауна млекопитающих

http://jurassic.ru/

Схема стратиграфии четвертичных отложений Дальнего Востока СССР Таблица 10

Горизонт		Отложения		Фазы развития растительности (по палинологическим материалам)
Верхнечетвертичные отложения	Верхний (дальневосточный) Q_4^3	Водораздельные торфяники	Суглинки, супеси, глины, пески низкой поймы и лайды	Дальневосточная фаза *: растительность, близкая к современной
	Средний (тихоокеанский голоценовый) Q_4^2		Суглинки, супеси, глины, пески, галечники высокой поймы, иногда первой (4—6 *м*) надпойменной террасы и первой морской 4—6-метровой террасы. Часто ожелезнение вплоть до цементации	Фаза тихоокеанского послеледникового (голоценового оптимума): темнохвойно-широколиственные леса с *Quercus mognolica.* Мухенская фаза хвойно-лиственные леса с *Picea, Pinus, Betula* и широколиственных пород
	Нижний мухенский Q_4^1			
Среднечетвертичные отложения	Второй верхнеледниковый (селитканский) Q_3^4	Базальты и их туфы совгаванской свиты в Сихотэ-Алине. Аллювиальные пески, галечники, суглинки с костями мамонта в Амуро-Зейской впадине	Морены селитканского горно-долинного оледенения. Делювиальные шлейфы на поверхности более древних террас. Аллювиальные галечники, пески, суглинки 10—15-метровых террас. Илы на дне Охотского моря, абс. возраст около 22 000 лет	Селитканская фаза: березово-еловые леса с развитием кустарниковых видов *Betula* и *Alnus* с примесью *Pinus* (в том числе *Pinus pumila*) и *Picea*
	Второй верхнемежледниковый (тихоокеанский второй) Q_3^3		Морские илы на дне Охотского моря с богатым планктоном океанического состава, абс. возраст около 40 000 лет	Фаза второго тихоокеанского верхнечетвертичного климатического оптимума: темнохвойные леса с примесью широколиственных пород и экзотических видов *Pinus*
	Первый верхнеледниковый (муниканский) Q_3^2		Морены муниканского горно-долинного оледенения. Делювиальные шлейфы на поверхностях более древних террас. Аллювиальные суглинки, супеси, пески, глины, галечники 15—20-метровых террас с костями мамонта. Илы на дне Охотского моря с абсолютным возрастом около 63 000 лет	Муниканская фаза: развитие кустарниковых видов *Alnus* и *Betula* с примесью *Pinus pumila* (растительность, близкая по типу к лесотундре)

http://jurassic.ru/

Нижнечетвертичные отложения	Первый верхнемежледниковый (тихоокеанский первый) Q_3^1		Илы на дне Охотского моря с богатым планктоном океанического состава с абсолютным возрастом около 100 000 лет		Фаза первого тихоокеанского верхнечетвертичного климатического оптимума, темнохвойные леса
	Среднеледниковый (ям-алинский) Q_2^2	Морены, валунные суглинки, ленточные глины и эрратические валуны алданского «полупокровного» оледенения. Делювиальные шлейфы в горах. Озерно-аллювиальные суглинки, глины, илы вяземской свиты с остатками костей трогонтериевого слона			Ям-алинская фаза: березово-лиственничные леса с *Pinus pumila* и кустарниковыми видами *Betula*, местами лиственнично-березовые лесостепи и сухие полынные степи
	Среднемежледниковый (сидатунский) Q_2^1	Аллювиальные суглинки, супеси, галечники 20—40-метровой террасы Сихотэ-Алиня			Сидатунская фаза: ольховые и сосновые леса с примесью Picea широколиственных пород (*Carpinus, Quercus, Fagus, Ulmus,* Tilia) с подлеском из *Corylus*
	Нижнеледниковый (киранский) Q_1^2	Морена киранского горно-долинного оледенения. Делювиальные шлейфы в горах на поверхностях 40—70-метровых террас			Киранская фаза: лесотундра с преобладанием *Betula* и кустарниковых видов *Pinus* и *Alnus*
	Доледниковый (холанский) Q_1	Озерно-аллювиальные отложения	Базальты, андезито-базальты и их туфы	Аллювиальные и озерно-аллювиальные пески, супеси, суглинки, глины и галечники аргинской, белогорской, приамурской и усть-амурской свит и 40—70-метровых и более высоких террас в горных районах	Фаза, переходная от плиоцена к нижнечетвертичному времени: умеренно теплолюбивая растительность с преобладанием хвойных пород и сем. Pinaceae с присутствием лиственных пород из семейств Betulaceae, Tugландaceae, Ulmaceae, Fagaceae, Tiliceae и незначительной примесью неогеновых реликтов *Tsuga, Taxodium, Glyptostrobus, Pterocarya, Magnolia, Liquidambar*
Плиоцен	Не выделены N_2	Озерно-аллювиальные отложения			

* По палинологическим материалам.

http://jurassic.ru/

растений с присутствием неогеновых реликтов и ледниковый — киранский горизонт, к которому относится морена наиболее древнего на Дальнем Востоке, нижнечетвертичного киранского оледенения.

Среди среднечетвертичных отложений известны два горизонта: 1) сидатунский, или среднемежледниковый, к которому относятся аллювиальные галечники, суглинки и серые глины третьей, а местами и четвертой (высотой 20—40 *м*) террас некоторых горных рек (Иман, Хор и др.) с умеренно теплолюбивым спорово-пыльцевым комплексом (преобладание *Betula* и *Alnus*, присутствие пыльцы широколиственных пород *Carpinus, Quercus, Ulmus, Tilia, Juglans,* преобладание среди недревесной пыльцы Ericaceae, из спор Polypodiaceae); 2) ям-алинский, или среднеледниковый, горизонт — аллювиальные, озерно-аллювиальные и озерные глины, суглинки и галечники, погребенные торфяники второй, местами третьей террасы (высота 10—20 *м*) с более холодолюбивым, чем современный, спорово-пыльцевым спектром с преобладанием березы и ольхи, большим количеством ели и сосны, единичным присутствием дуба и лещины, преобладанием среди трав полыней, с наличием крупных остатков *Larix* Mill., *Picea* Dietrich и фауной *Elephas trogontherii* (Pohl.), *Mammutbus primigenius* (Blum.) раннего типа, *Bison* sp. Со среднечетвертичными отложениями связаны месторождения строительных материалов (кирпичные глины, галечники, гравий, песок, минеральные краски, россыпи золота, касситерита и других редких металлов).

Верхнечетвертичные отложения делятся на четыре горизонта: два межледниковых — первый тихоокеанский и второй тихоокеанский и два ледниковых — муниканский и селитканский. К первому верхнеледниковью относятся морены муниканского оледенения (по Чемекову, 1957б), связанные в хр. Ям-Алинь с 30—40-метровой на восточном склоне и 12—15-метровой террасами на западном склоне, а ко второму верхнеледниковью — морены селитканского оледенения (по Чемекову, 1957б), связанные с низким комплексом террас (18—20-метровой на восточном склоне и 6—7-метровой на западном склоне), а также морены каров. Межледниковые осадки, разделяющие указанные ледниковые отложения, известны только в разрезе донных осадков Охотского и Берингова морей (Жузе, 1954; Чемеков, 1957б); континентальные их фации к разрезам пока еще точно не привязаны. К последним, по-видимому, относятся аллювиальные галечники, пески, глины и торфяники, слагающие чаще всего вторую террасу (высота 5—10 *м*) с преобладанием в спорово-пыльцевых спектрах березы и ели, с примесью ныне не произрастающих (в северных районах) широколиственных пород: дуба, вяза, граба, спор *Cyclophorus* и др. В какое межледниковье (первое или второе) формировались эти отложения, в настоящее время определить трудно.

В верхнечетвертичных отложениях Дальнего Востока обнаружена фауна *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Equus* sp., Bos. sp. *(Bison* sp. ?), *Caster fibres.*

Для позднеледниковья Приамурья, являющегося вероятным аналогом субатлантического периода блитт-сернандера, по материалам М. И. Нейштадта (1957), характерны березово-ольховые леса с примесью широколиственных пород.

К современным отложениям относятся аллювиальные и морские галечники, пески, суглинки, глины, супеси первых террас, поймы и лайды. Как указывалось, они подразделяются на три горизонта: мухенский, тихоокеанский голоценовый и дальневосточный, из которых средний формировался в эпоху послеледникового тихоокеанского климатического оптимума.

http://jurassic.ru/

С верхнечетвертичными и современными отложениями связаны месторождения строительных материалов (кирпичные глины, галечники, пески, гравий, минеральные краски и др.), рассыпей золота, касситерита, а также промышленного значения месторождения торфа, расположенные близ крупных транспортных магистралей и населенных пунктов.

К нерасчлененным отложениям относятся делювиальные, элювиально-делювиальные и элювиальные глинисто-суглинисто-щебнистые образования на склонах и вершинах гор, с которыми связаны делювиальные и элювиальные месторождения золота, касситерита, вольфрамита и других минералов.

http://jurassic.ru/

Глава V

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

ВВЕДЕНИЕ

Магматические образования и близкие им по составу продукты ультраметаморфизма широко распространены на территории Приамурья, Станового хребта и Северного Сихотэ-Алиня. На отдельных площадях они имеют исключительное распространение, например в пределах Буреинского массива.

Характернейшей общей особенностью Приамурской петрографической провинции является господствующее среди плутонических образований, независимо от геологического возраста, развитие гранитоидов. Породы группы габбро и перидотитов пользуются здесь ограниченным развитием.

На рассматриваемой территории представлены магматические (отчасти ультраметаморфические) образования разного возраста от древнейших докембрийских до палеогеновых, располагающиеся в геоструктурных обстановках — различных по подвижности частях складчатых областей, срединных массивах, областях рамы мезозойской складчатости и др.

Нередко в пределах обширных районов магматические породы не приведены в соприкосновение со слоистыми комплексами, имеющими точное стратиграфическое положение. Все это в совокупности с плохой обнаженностью на обширных территориях создает специфические трудности при выяснении геологических особенностей и возраста интрузивных образований.

До Великой Октябрьской социалистической революции изучение изверженных пород Дальнего Востока не проводилось. Некоторые наблюдения, сделанные при общих геологических исследованиях края, принадлежат Я. А. Макерову, Э. Э. Анерту, С. В. Константову, А. И. Хлапонину, П. К. Яворовскому.

В конце 20-х и главным образом в 30-е годы опубликовано несколько работ, посвященных петрографической характеристике и геологическому положению изверженных пород. Авторы этих работ А. И. Алешков, Г. Д. Афанасьев, П. С. Бернштейн, Н. А. Большаков, Г. П. Воларович, В. Н. Доминиковский, Д. С. Коржинский, А. П. Лебедев, А. А. Леонтович, И. В. Лучицкий, М. С. Нагибина, Я. А. Макеров, Н. П. Саврасов, Е. И. Стабровская, А. А. Строна, Н. А. Худяков-Павлов и др.

Пятидесятые и начало 60-х годов ознаменовалось широким развитием геологосъемочных работ, сопровождавшихся изучением петрографических и геологических особенностей магматических комплексов. Эти работы дали огромный новый материал, который и положен в основу настоящей главы.

В исследованиях принимал участие большой коллектив геологов: Б. Я. Абрамсон, Л. М. Алексеев, Ю. А. Альбов, В. Р. Анисимов, В. В. Архангельская, Г. Н. Баженова, Е. Б. Бельтенев, И. К. Билан, Н. А. Богданов, Е. И. Бондаренко, С. М. Брагинский, Л. Г. Васильев,

http://jurassic.ru/

В. В. Васильева, А. П. Глушков, А. А. Головнева, В. И. Гольденберг, С. С. Дарбинян, Ю. К. Дзевановский, Т. С. Долгих, Г. М. Другова, В. А. Дыренко, Ю. М. Жилин, Н. Д. Зленко, М. Г. Золотов, В. Ф. Зубков, С. А. Иванов, Э. П. Изох, Г. В. Иициксон, М. И. Иициксон, Л. И. Казик, Ю. Б. Казьмин, К. П. Караванов, А. Г. Кац, В. А. Кашковский, А. А. Кириллов, Д. А. Кириков, В. Ф. Козюра, Л. М. Колмак, А. И. Кончакова, П. Н. Кошман, Е. Е. Краснянская, Л. И. Красный, Л. Б. Кривицкий, В. А. Кузьмичев, А. З. Лазарев, А. П. Лебедев, М. М. Лебедев, В. А. Левченко, Б. И. Лови, Н. В. Луцкина, А. Ф. Майборода, Ю. С. Мамонтов, А. К. Матвеев, В. А. Махинин, Е. П. Миронюк, В. Н. Мошкин, В. Н. Мусин, М. С. Нагибина, С. Я. Николаев, В. В. Онихимовский, Н. К. Осипова, М. В Павленко, Н. В. Павлов, М. Н. Петрусевич, М. И. Попкова, В. Е. Проскурников, В. К. Путинцев, Н. А. Раков, Ю. П. Рассказов, С. И. Романчук, Д. Т. Руденко, В. А. Рудник, Н. П. Саврасов, Ю. Б. Сазанов, А. И. Самусин, Л. М. Саяпина, В. Г. Сенкевич, В. Ф. Сигов, Н. Ф. Смирнов, А. Л. Ставцев, В. И. Степанов, Г. И. Степанов, Н. Г. Судовиков, П. А. Сушков, М. В. Сухин, В. И. Сухов, В. А. Сысоев, В. Т. Тарасов, В. Г. Тарасова, М. А. Тархова, Г. Т. Татаринов, В. М. Терентьев, Р. М. Тоноян, И. Н. Трумпе, С. Ф. Усенко, В. С. Федоровский, Е. Е. Фролова, М. В. Чеботарев, А. Г. Шендерова, В. В. Шиханов, Э. Л. Школьник, Н. С. Шпак, Л. Ф. Эйриш, А. И. Юдин и др.

Материал настоящей главы расположен в хронологическом порядке. Каждая возрастная группа рассматривается в региональном плане в виде серии регионально-петрографических очерков. Исключение составляет лишь раздел «Экструзивные образования», представляющий сводный очерк для всей территории. Ввиду того что экструзивные образования имеют важное металлогеническое значение на Дальнем Востоке, в данной главе приведен весь известный, но пока еще довольно ограниченный материал по этой группе пород.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ И УЛЬТРАМЕТАМОРФОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Докембрийский магматизм и ультраметаморфизм широко представлены на территории Хабаровского края и Амурской области. Главные области их проявления на поверхности связаны со структурами поднятий, в которых обнажены глубокие зоны ультраметаморфизма и магмообразования. Одной из крупнейших областей развития подобных образований является протяженная зона Станового хребта и его предгорий, продолжающихся к северо-востоку в пределы хр. Джугджур. Кроме того, отдельные фрагменты древних структур и тесно с ними связанные синхронные магматические образования, по-видимому, в главной своей части протерозойские, известны на Малом Хингане, в Буреинском хребте, верховьях рек Урми, Амгуни и других территориях Среднего Приамурья.

АРХЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ХРЕБТЫ СТАНОВОЙ И ДЖУГДЖУР

Архейские интрузивные породы распространены в основном на северных склонах хребтов Станового и Джугджур в пределах окраины Алданского щита и лишь изредка встречаются к югу от главного водораздела, в бассейне рек Маи-Половинной и Джаны. По данным В. В. Архангельской, В. И. Гольденберга, В. Н. Мошкина, Н. С. Шпак

http://jurassic.ru/

и других эти породы разделяются на три комплекса: 1) комплекс измененных основных и ультраосновных пород; 2) комплекс гиперстеновых гранитоидов (чарнокиты); 3) комплекс красных, розовых и белых аляскитов и лейкократовых гранитов. Сопоставление выделенных комплексов с архейскими интрузиями центральных и западных частей Алданского щита дано в табл. 11.

Таблица 11

Архейские интрузивные комплексы		
Хребты Становой и Джугджур	Алданский щит (по Ю. К. Дзевановскому, 1958)	
Красные, розовые и белые аляскиты и лейкократовые граниты	Комплекс мясо-красных гранитов	Вторая фаза — мясо-красные аляскиты
Метасоматические и палингенные гиперстеновые гранитоиды (чарнокиты)		Первая фаза — мясо-красные биотит-амфиболовые граниты, мигматиты и палингенные гиперстеновые граниты
—	Серые плагиограниты — тронд ьемиты	
	Измененные основные и ультраосновные породы (габбро, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты и амфиболиты)	

Комплекс измененных основных и ультраосновных пород. Породы этого комплекса часто встречаются в бассейнах верхнего течения рек Маи-Половинной, Идюма, Сутама и Джаны, где они слагают межпластовые тела и дайки, приуроченные к тимптонской и реже иенгрской сериям архея. Мощность отдельных тел измеряется метрами и десятками метров.

Среди основных и ультраосновных пород комплекса по составу выделяются габбро, габбро-нориты, пироксениты и перидотиты, связанные между собой постепенными переходами. Габбро являются одними из наиболее широко распространенных пород. Они состоят из интенсивно соссюритизированного плагиоклаза лабрадорового состава, авгита, гиперстена и роговой обманки, по-видимому, вторичного происхождения. В состав пироксенитов, кроме гиперстена (45—70% объема породы) и авгита (до 40% объема породы), входит небольшое количество оливина, магнетита и шпинели. Перидотиты встречаются реже. Они состоят из гиперстена, авгита, оливина и переменного количества роговой обманки. С измененными габбро, пироксенитами и перидотитами пространственно и генетически тесно связаны широко распространенные в районе амфиболиты и амфибол-пироксеновые породы, являющиеся, по-видимому, продуктами метаморфизма основных интрузий. Для всех пород комплекса характерны более или менее резко выраженные гнейсовидная текстура и гранобластовая, гетеробластовая изредка с реликтами габбровой и панидиоморфнозернистой структура.

Измененные основные и ультраосновные породы, аналогичные вышеописанным, по данным Ю. К. Дзевановского и других исследователей, широко распространены в центральных и западных частях Алданского щита, где они также слагают межпластовые тела и дайки.

Возраст рассматриваемых основных и ультраосновных пород определяется приуроченностью их к архейским гнейсам и кристалличе-

http://jurassic.ru/

ским сланцам Алданского щита, а также тем, что они в свою очередь прорываются верхнеархейскими мясо-красными и розовыми аляскитами (В. В. Архангельская и др.).

С комплексом измененных основных и ультраосновных пород связаны рудопроявления железа и титана (р. Сутам).

Комплекс гиперстеновых гранитоидов (чарнокиты). В верховьях рек Маи-Половинной, Утука, Туксани и в междуречье Гонам — Сутам встречаются весьма своеобразные гранитоиды, характеризующиеся буроватым или зеленовато-серым цветом, наличием гиперстена в качестве цветного минерала и пространственной приуроченностью исключительно к пачкам гиперстенсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев архея.

Наблюдения показывают, что эти гранитоиды никогда не образуют крупных однородных массивов, а обычно слагают мелкие неправильной формы тела и пластовые жилы, нередко сближенные между собой. Массивы этих пород, выделенные на геологических картах, по существу представляют собой участки, где мелкие тела гиперстеновых гранитоидов преобладают над вмещающими породами. Контакты гранитоидов с гиперстенсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами часто расплывчатые, с постепенными переходами через полосчатые гранитоиды с теневыми структурами. Реже между ними наблюдаются резкие секущие контакты. В телах гранитоидов присутствует множество ксенолитов (реликтов ?) вмещающих пород, то интенсивно гранитизированных, то почти не затронутых изменениями.

Состав гиперстеновых гранитоидов определяется различными количественными соотношениями между плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, пироксеном и биотитом, что обусловливает выделение внутри комплекса различных групп пород (гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов). Количественные соотношения между минералами очень непостоянны и нередко меняются в пределах одного обнажения. Напротив, характер минералов, в том числе и состав плагиоклаза, довольно постоянен и одинаков во всех породах комплекса *. Содержание калиевого полевого шпата, представленного обычно решетчатым микроклином или микроклин-пертитом, меняется от едва заметных количеств (в кварцевых диоритах) до 20—30% и даже 60—70% (в гранитах). Количество кварца в породах колеблется значительно меньше, всего в пределах 10—20%. Кроме мелких равномерно распределенных по всей породе зерен кварца, присутствуют крупные выделения его, явно инъекционного происхождения. Цветных минералов в описываемых породах немного: в гранитах 5—10% и в кварцевых диоритах 15—20%. Кроме гиперстена и биотита, иногда присутствуют диопсид и роговая обманка. В некоторых случаях наблюдается замещение гиперстена биотитом и роговой обманкой. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, пиритом и реже рутилом, гранатом и рудными минералами.

Структура гиперстеновых гранитоидов обычно аллотриоморфнозернистая или гранобластовая с неравномерным пятнистым и полосчатым распределением цветных минералов. Часто наблюдаются структуры замещения и бластокатакластические структуры. Породы с гипидиоморфнозернистой структурой встречаются редко.

Текстура гранитоидов меняется от массивной до гнейсовидной и полосчатой.

---

* Качественный минералогический состав гранитоидов и вмещающих их гнейсов и кристаллических сланцев весьма близок между собой.

http://jurassic.ru/

Генезис гиперстеновых гранитоидов не совсем ясен. По мнению З. Г. Ушаковой (1953) и Ю. К. Дзевановского (1958), изучавших подобные породы в центральной части Алданского щита, они образовались при палингенезисе гиперстенсодержащих гнейсов. Тесная пространственная связь между гиперстеновыми гранитоидами и гиперстенсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами, близость их качественного минералогического состава и наличие между ними гаммы переходных разностей, наблюдаемые в пределах Станового хребта, заставляют согласиться с выводами этих исследователей об ультраметагенном происхождении этих пород. Однако редкость гипидиоморфнозернистых структур и, наоборот, широкое развитие структур замещения в гиперстеновых гранитоидах (чарнокитах) Станового хребта позволили В. Н. Мошкину (1956) прийти к выводу, что в их генезисе большую роль наряду с процессами палингенезиса играли и процессы кремне-калиевого метасоматоза. Благодаря последним, гиперстенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы обогащались микроклином и кварцем и обеднялись плагиоклазом и цветными минералами, приобретая гранитоидный состав. В настоящее время точка зрения о палингенно-метасоматическом генезисе подобных гранитоидов подтверждена работами В. А. Рудника (1961).

Нерешенным является вопрос о возрасте гиперстеновых гранитоидов. Предположение Ю. К. Дзевановского (1958) об образовании их в первую фазу интрузии мясо-красных аляскитов не доказано. Не исключено, что формирование гиперстеновых гранитоидов имело место до интрузии мясо-красных аляскитов в период главной архейской складчатости.

Металлогеническое значение комплекса гиперстеновых гранитоидов неясно.

С породами комплекса гиперстеновых гранитоидов можно условно объединить выделенные В. И. Гольденбергом, Т. С. Долгих и Н. С. Шпак в бассейне рек Сутама и Гонама и в районе оз. Бол. Токо плагиогранито-гнейсы и ортогнейсы гранодиоритового состава. Они близки к гиперстеновым гранитоидам по формам залегания тел, структурным и текстурным признакам и общему минералогическому составу, отличаясь лишь отсутствием гиперстенов.

Комплекс красных, розовых и белых аляскитов и лейкократовых гранитов. Красные, розовые и белые аляскиты широко распространены на северных склонах хребтов Станового и Джугджур среди гнейсов и кристаллических сланцев. Согласно исследованиям М. М. Лебедева, П. А. Сушкова, Н. С. Шпак, В. Н. Мошкина и других геологов, они слагают отдельные «массивы» с расплывчатыми очертаниями площадью до нескольких десятков квадратных километров, вытянутые согласно со структурами вмещающих толщ, а также многочисленные мелкие секущие и пластовые тела различной мощности. Последние нередко бывают сильно сближены между собой и, по-видимому, соединены секущими жилами, так что разделяющие их пласты гнейсов и сланцев оказываются зажатыми среди гранитов (рис. 50). Контакты между телами гранитов и вмещающими породами в одних случаях четкие, в других расплывчатые. Четкими бывают обычно согласные контакты, благодаря чему кровля и подошва пластовых тел, как правило, резко отделяются от вмещающих пород. В случае же секущих контактов имеет место интенсивная мигматизация и гранитизация вмещающих пород и появляется гамма переходных разностей от гнейсов к гранитам.

Массивы аляскитов часто имеют неоднородное строение, характеризующееся появлением в их краевых частях биотит-роговообманко-

http://jurassic.ru/

вых и иногда гиперстеновых гранитов. Эти граниты в районе оз. Бол. Токо, по данным А. Л. Лисовского, связаны постепенными переходами

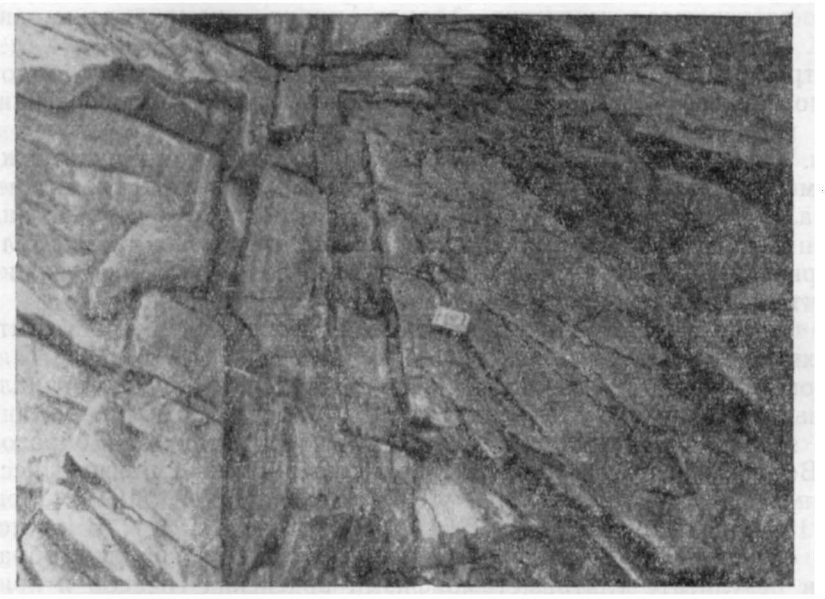


Рис. 50. Пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы среди архейских аляскитовых гранитов. Река Мал. Туксани. Фото В. Н. Мошкина

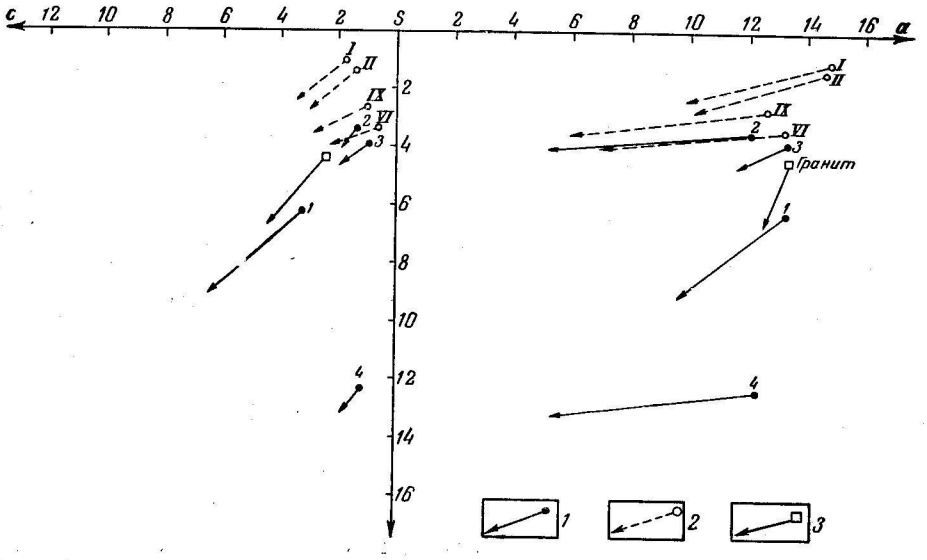


Рис. 51. Петрохимическая диаграмма архейских мясо-красных аляскитов (по А. Н. Заварицкому)

1 — красные аляскиты хр. Становой; *2* — красные аляскиты Алданского щита (по Д. С. Коржинскому); *3* — средний докембрийский гранит, по Дэли

с аляскитами и являются их фациальной разновидностью. Внутри массивов встречаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород.

Мясо-красные и розоватые аляскиты состоят из микроклина и микроклин-пертита (40—60%, реже 70—80%), олигоклаза (10—20%)

http://jurassica.ru/

и кварца (20—25%) объема породы. Биотит-роговообманковые и гиперстеновые разности характеризуются присутствием небольшого количества (обычно 1—5%) цветных минералов. Из акцессорных минералов встречаются магнетит, гранат, пирит, циркон, реже апатит, ортит.

Структура пород среднезернистая и крупнозернистая аллотриоморфнозернистая, гранобластовая, реже гипидиоморфнозернистая. Часто встречаются бластокластические структуры и структуры замещения. Для биотит-роговообманковых гранитов характерны также неравномернозернистые структуры с кучным расположением цветных минералов. Текстура гранитов обычно более или менее гнейсовидная. Особенно четкая гнейсовидность появляется в краевых частях тел, причем ориентировка гнейсовидности гранитов совпадает с направлением их контакта с вмещающими породами.

О химическом составе аляскитов и гранитов можно судить по петрохимической диаграмме (рис. 51).

Богатые щелочами красные, розовые и белые аляскиты, аналогичные вышеописанным, широко развиты в пределах всего Алданского щита, являясь для него характернейшими интрузивными образованиями. Вопросы генезиса этих пород рассматривались многими исследователями (Коржинский, 1936, 1952; Дзевановский, 1946; Мошкин, 1956, 1959; Зленко и Шпак, 1961, 1959; Рудник, 1961). В настоящее время считается, что красные и белые аляскиты и граниты образовались в результате ультраметаморфизма архейских гнейсов и кристаллических сланцев при одновременном проявлении селективного плавления и высокотемпературного кремне-калиевого метасоматоза.

С аляскитами связаны многочисленные жилы красных и белых пегматитов.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ХРЕБТЫ СТАНОВОЙ И ДЖУГДЖУР

Интрузивные образования протерозойского возраста широко распространены на южных склонах хребтов Станового и Джугджур, будучи приурочены к зоне протерозойского складчатого обрамления Алданского щита. На северных склонах этих хребтов в пределах окраинных частей Алданского щита указанные породы встречаются сравнительно редко.

Среди раннепротерозойских интрузивных образований выделяются следующие комплексы: 1) майско-джанинский комплекс измененных основных и ультраосновных пород; 2) джугджурский комплекс анортозитов; 3) древнестановой комплекс гранитоидов; 4) токско-алгаминский комплекс гнейсовидных кварцевых диоритов; 5) марагайский комплекс гранитоидов.

Майско-джанинский комплекс измененных основных и ультраосновных пород. Наиболее ранними проявлениями протерозойского магматизма явились интрузии основного и ультраосновного состава. Эти интрузии широко распространены в восточной и центральной части хр. Станового. Породы этого комплекса, представленные главным образом габбро-амфиболитами, габбро-диоритами и амфиболитами, слагают большое количество конкордантных массивов и пластовых тел, концентрирующихся в основном в пределах трех зон субширотного простирания.

Северная так называемая Кун-Маньенская зона прослеживается от верховьев рек Кундуми и Киран через бассейн верхнего течения р. Джаны в бассейн р. Кун-Манье, верховья р. Маи-Половинной и

http://jurassic.ru/

далее, в верховья р. Зеи. По-видимому, продолжением этой зоны являются штокообразные тела измененных габброидов в верховьях р. Сутама, описанные М. М. Лебедевым в 1957 г.

Южная зона включает в себя габбро-амфиболиты и амфиболиты среднего течения р. Джаны, низовьев рек Кононного, Чеборкана, Харьялака и многочисленные габброидные тела бассейна р. Удыхин. Далее на запад продолжение этой зоны скрыто под рыхлыми отложениями Верхне-Зейской впадины.

Центральная зона намечается по выходам габброидного Зейско-Купуринского и Сивакан-Токского массивов и ряда конкордантных тел р. Мульмуги и среднего течения р. Брянты.

Обращает на себя внимание пространственное совпадение выделенных зон с полосами выходов пород лучинской и брянтинской серий, в состав которых, как известно, входит большое количество амфиболитов, иногда почти не отличимых от габбро-амфиболитов майско-джанинского комплекса. Причины такого совпадения, по-видимому, кроются в генетическом родстве, существующем между габбро-амфиболитами и стратифицированными амфиболитами этих серий. В пределах упомянутых зон располагается большое количество конкордантных массивов и пластовых тел, разделенных пачками и тектоническими блоками протерозойских, а в Кун-Маньенской зоне и архейских гнейсов, мраморов и кристаллических сланцев. Размеры массивов, как правило, не превышают нескольких десятков квадратных километров и только Сивакан-Токский, Брянтинский и некоторые другие массивы занимают площадь более 100 *км*^{2} каждый. Мощность пластовых тел достигает нескольких сотен метров.

Габброидные тела характеризуются значительной неоднородностью. Часто они имеют грубополосчатое строение, обусловленное чередованием меланократовых и лейкократовых габбро-амфиболитов и габбро-диоритов, на фоне которых в виде ленточных и эллипсоидальных шлиров мощностью от сантиметров до нескольких метров располагаются мономинеральные амфиболовые породы (вероятно, горнблендиты), пироксениты и габбро-нориты *. Переходы между всеми этими породами достаточно четкие, но не резкие. Изредка среди среднезернистых пород наблюдаются пегматоидные обособления диоритового состава. В составе тел габбро-амфиболитов встречаются также рудные габбро, слагающие в ряде пунктов (реки Джана, Ток и Сивакан) значительные участки. Внутри габброидных тел часто встречаются (реки Мая-Половинная, Джана, Сивакан и др.) в качестве ксенолитов пачки гнейсов, сланцев, мраморов и кальцифиров мощностью до нескольких метров. Расположение этих ксенолитов всегда согласно с ориентировкой шлиров и полосчатостью габброидов, а также с залеганием вмещающих гнейсовых толщ.

С габброидами Кун-Маньенской и Южной зон пространственно связаны многочисленные секущие и пластовые тела мелкозернистых габбро, габбро-диабазов и диабазов, иногда обнаруживающие постепенные переходы к обычным для этой зоны амфиболизированным среднезернистым габбро. Бóльшая часть указанных габбро-диабазов, по-видимому, является жильной фацией габброидной интрузии. Однако среди них есть и весьма свежие массивные разности, возможно, образовавшиеся в более позднее время.

Наиболее распространенными породами майско-джанинского комплекса являются габбро-амфиболиты, амфиболиты, габбро и габбро-

* Часть пироксенитов и горнблендитов Л. М. Колмак, И. Н. Дагелайская и Ю. П. Рассказов относят к образованиям второй фазы интрузий.

http://jurassic.ru/

диориты, связанные между собой постепенными переходами. Минералогический состав всех этих пород определяется наличием андезина и реже андезин-лабрадора, моноклинного и реже ромбического пироксена и, по-видимому, первичной, бурой роговой обманки. В габбро-амфиболитах и амфиболитах пироксены в той или иной степени замещены зеленой роговой обманкой. Количественные соотношения между породообразующими минералами варьируют в широких пределах, определяя все разнообразие пород данной группы (от лейкократовых габбро-диоритов до меланократовых габбро-норитов). Из акцессорных минералов в габброидах обычно присутствуют титаномагнетит, сфен и апатит, реже встречаются циркон и гранат. В рудных габбро титаномагнетит является породообразующим минералом, его количество достигает 25%.

Для всех описываемых пород характерны бластогаббровая, габбровая, гранобластовая и гранонематобластовая структуры в различной степени зернистые, нередко связанные между собой постепенными переходами. В отдельных случаях наблюдаются порфиробластовые структуры, обусловленные выделениями крупных кристаллов плагиоклаза, обычно неправильной формы. Иногда зерна такого плагиоклаза образуют в породе отдельные скопления размером до 5—10 *см*. Для рудных габбро характерны сидеронитовые структуры.

Текстура габброидов полосчатая, обусловленная чередованием лейкократовых и меланократовых полос, или гнейсовидная, выраженная субпараллельной ориентировкой цветных минералов. Изредка встречаются и разности с массивной текстурой.

Протерозойский возраст пород майско-джанинского комплекса устанавливается на основании того, что они прорывают нижнепротерозойские гнейсы и мраморы станового комплекса и в свою очередь прорываются анортозитами и древнестановыми гранитоидами.

Генезис пород комплекса, по-видимому, неодинаков. Наличие секущих контактов с вмещающими породами и широкое развитие габбровых и бластогаббровых структур свидетельствует об интрузивном происхождении некоторых пород комплекса (габброиды, ультрабазиты, часть амфиболитов). Однако наряду с этим значительная часть амфиболитов, залегающих в виде пластов, перемежающихся с гнейсами и карбонатными породами (реки Мая-Половинная, Сивакан, Лавля), по всей вероятности, являются измененными основными эффузивами, образовавшимися в подводных условиях.

В целом весь этот комплекс похож на типичную для начальных этапов геосинклинального развития формацию основных эффузивов и находящихся с ними в ассоциации интрузий габбро, диабазов и ультрабазитов. В последующее время эти породы совместно с вмещающими толщами были дислоцированы и подверглись интенсивному региональному метаморфизму, в результате которого габброиды, ультрабазиты и основные эффузивы были в значительной степени превращены в амфиболиты, а во многих случаях также мигматизированы и гранитизированы.

Металлогеническое значение майско-джанинского комплекса определяется приуроченностью к нему значительных проявлений титана и железа, а также проявлений никеля и платины.

Джугджурский комплекс анортозитов. В пределах описываемой территории анортозиты слагают четыре крупных массива и ряд мелких тел. Эти массивы могут быть сопоставлены с крупнейшими анортозитовыми массивами мира (табл. 12).

В структурном отношении анортозитовые массивы рассматриваемого района приурочены к зоне Становика — Джугджура, располагаясь

https://jurassic.ru/

Таблица 12

Анортозитовые массивы	Площадь, км²	Структурное положение	Вмещающие породы
Главный массив (Геранская — западная часть, Лантарская — восточная часть)	8000—9000	Граница Алданского щита и зоны его протерозойского складчатого окаймления (зоны Становика — Джугджура)	Пироксенсодержащие кристаллические сланцы и гнейсы архея и амфиболиты, ультрабазиты и амфиболовые гнейсы нижнего протерозоя
Лавлинский	300—400	В пределах зоны Становика — Джугджура, согласно с ее общей структурой	Амфиболиты, габбро и ультрабазиты нижнего протерозоя
Сехтагский	1500		Амфиболовые гнейсы, амфиболиты и габбро-амфиболиты нижнего протерозоя
Арбагасский, Олекмо-Каларский, Имангакитский	400 850—900		Амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты нижнего протерозоя
Верхне-Ундыткансний	250—300	Юго-восточная окраина Алданского щита, согласно с общей структурой	Пироксенсодержащие кристаллические сланцы архея
Волынский (Украина)	1200	Восточная окраина Украинского кристаллического щита	Массивы окружены более молодыми гранитоидами коростеньского комплекса
Коростень-Новомиргородский (Украина)	800—900	Центральная часть Украинского кристаллического щита	
Центральный (Анабарский щит) массив	750	Северо-западная окраина Анабарского щита, согласно с его общей структурой	Биотит-амфиболовые, амфиболовые и гиперстеновые гнейсы, мраморы и амфиболиты архея
Экерзунд (Норвегия)	1 400	В пределах Фенно-Скандинавского щита	Древние гнейсы и гнейсо-граниты
Адирондак (Сев. Америка)	3 000	Южная окраина Канадского щита	Гренвильская формация мраморов, кварцитов, гнейсов и сланцев
Морин (Сев. Америка)	1 500	Юго-восточная окраина Канадского щита	Гнейсы докембрия
Лабрадор (Сев. Америка)	Несколько тыс. км²		

http://jurassic.ru/

и во внутренних частях этой зоны (массивы Лавлинский, Сехтагский, Имангакитский и пр.) и на стыке ее с Алданским щитом (Главный массив). В пределах самого щита, в его окраинной части залегают лишь анортозиты и габбро-анортозиты Верхне-Ундытканского массива.

Весьма характерным в расположении анортозитов является их пространственная ассоциация с вмещающими породами основного состава. Так, Сехтагский и Лавлинский массивы и мелкие тела по рекам Джаны и Маи-Половинной располагаются в пределах полосы выходов амфиболитов лучинской серии и габбро-амфиболитов майско-джанинского комплекса. Верхне-Ундытканский массив локализуется среди архейских толщ, сложенных главным образом пироксенсодержащими кристаллосланцами основного состава. Подобная же закономерность, по-видимому, характерна и для расположения анортозитов Главного массива, вмещающими породами для которого являются пироксенсодержащие кристаллосланцы и гнейсы архея и амфиболиты, ультрабазиты и амфиболовые гнейсы протерозоя. Ориентировка анортозитовых тел, как правило, совпадает с направлением главных структур вмещающих пород.

Главный анортозитовый массив занимает южную часть хр. Джугджур, вытягиваясь в восток-северо-восточном направлении более чем на 300 *км* от верховьев р. Уяна до верховьев р. Алдомы. В верховьях р. Маймакана этот массив перекрыт мезозойскими эффузивами, разделившими его на две части (Геранскую и Лантарскую). Связь между этими частями доказывается выходами анортозитов в эрозионных «окнах» среди эффузивов.

Контакты массива с вмещающими архейскими и протерозойскими породами во многих случаях тектонические. Габбро-анортозиты в зонах таких контактов интенсивно раздроблены, соссюритизированы и местами превращены в зеленые сланцы. Серия подобных нарушений преимущественно широтного и северо-восточного простираний наблюдается и во внутренних частях массива.

Эруптивные контакты анортозитов с вмещающими породами, наблюдаемые значительно реже, имеют весьма сложный характер. В зонах контактов анортозитов с протерозойскими амфиболитами (бассейн рек Кундуми, Джаны) и архейскими пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами (реки Учур и Уян) имеет место интенсивная анортозитизация вмещающих пород. Здесь развивается гамма пород, переходных от мономинеральных амфиболитов (горнблендитов) и кристаллических сланцев к мономинеральным анортозитам.

Внутри Главного массива, по данным А. П. Лебедева, В. А. Сысоева, В. В. Шиханова и В. Н. Мошкина, намечаются три крупные зоны (центральная и две краевые), несколько различающиеся между собой по строению и составу. Переходы между зонами постепенные. Указанные зоны вытянуты в виде полос согласных с конфигурацией массива. Центральная и юго-восточная краевые зоны прослеживаются как в Геранской, так и в Лантарской частях массива, что же касается северо-западной краевой зоны, то она выделена лишь в Геранской части массива и далее на северо-восток не прослеживается, будучи там, повидимому, перекрыта молодыми эффузивами. Ширина краевых зон 3—8 *км* (центральной 10—16 *км*).

Центральная зона сложена серыми и темно-серыми анхимономинеральными анортозитами, на фоне которых выделяются многочисленные шлиры пироксенсодержащих анортозитов, габбро-анортозитов и лейкократовых габбро-норитов. Изредка встречаются шлиры меланократовых пород: габбро-норитов, пироксенитов, рудных габбро и т. п. По форме наиболее обычны полосообразные и эллипсоидальные шлиры; часто

http://jurassic.ru/

также встречаются шлиры неправильной формы с очень сложными извилистыми очертаниями. Размер шлиров колеблется от сантиметров до сотен метров.

Кроме указанных шлиров, в Геранской части зоны среди анортозитов и габбро-анортозитов Г. Т. Татариновым и В. Н. Мошкиным наблюдались сравнительно небольшие участки, сложенные мелкозернистыми полосчатыми пироксен-кварц-плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми породами, весьма похожими на основные кристаллические сланцы архея.

Краевые зоны отличаются от центральной более широким распространением шлиров габброидов и ультрабазитов, наличием многочисленных реликтов вмещающих пород и сравнительно широким развитием явлений анортозитизации, наблюдающихся на контакте анортозитов с вмещающими породами. В связи с явлениями анортозитизации в краевых зонах присутствуют многочисленные разности пород, переходные между анортозитами, с одной стороны, и амфиболитами и пироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами — с другой.

Большое количество шлиров и реликтов вмещающих пород, ориентированных обычно субпараллельно с конфигурацией Главного массива, придает краевым зонам резко неоднородное полосчато-шлировое строение. По составу среди шлиров выделяются габбро-норитовые, которые распространены наиболее широко, норитовые, пироксенитовые (часто с титаномагнетитом), горнблендитовые, габбровые, габбро-пегматитовые и титаномагнетитовые. Встречаются также шлиры сложного строения, центральные части которых состоят из пироксенита или рудного пироксенита, постепенно переходящих к периферии в габбро-нориты и габбро-анортозиты.

По составу шлиров и реликтов краевые зоны несколько различаются между собой. Так, в юго-восточной краевой зоне, кроме габбро-норитов, рудных пироксенитов и т. п., в шлирах широко распространены роговообманковые габбро и горнблендиты, в северо-западной же зоне последние отсутствуют. В пределах юго-восточной зоны в останцах вмещающих пород представлены протерозойские амфиболиты, горнблендиты и амфиболовые гнейсы, тогда как в северо-западной зоне — архейские пироксеновые гнейсы и пироксенсодержащие кристаллические сланцы. Специфической особенностью строения северо-западной зоны является присутствие здесь большого количества анортозитов с трахитоидной структурой и порфировидных анортозитов с мелкозернистой основной массой, обладающей офитовой структурой.

Форма Главного массива неясна. Предположения А. И. Лебедева о моноклинальной и Г. Т. Татаринова и В. В. Шиханова о куполообразной форме массива не доказаны.

Близкое строение и состав имеют и остальные крупные анортозитовые массивы Джугджуро-Становой цепи — Лавлинский, Сехтагский, Верхне-Ундыткanский. За пределами этих массивов анортозиты и габбро-анортозиты слагают в бассейне рек Джаны, Маи-Половинной, Утука и Зеи ряд мелких тел размером до нескольких километров. Среди них, кроме сравнительно четко ограниченных пластообразных или жилообразных тел, наблюдаются мелкие, неясно очерченные тела андезинитов и олигоклазитов чрезвычайно сложной конфигурации, располагающиеся среди амфиболитов, горнблендитов и амфиболовых гнейсов.

В составе как крупных массивов, так и мелких тел резко преобладают породы анортозитового ряда. Все другие разности комплекса (габбро, габбро-нориты, рудное габбро, пироксениты, пегматоидные разности габбро и т. д.) в количественном отношении играют незначительную роль, слагая шлиры различной формы и размеров.

http://jurassic.ru/

Количественные соотношения между плагиоклазами и цветными минералами во всех породах анортозитовой группы непостоянны, обусловливая выделение анхимономинеральных анортозитов (содержание цветных минералов не превышает 5%), пироксен- и амфиболсодержащих анортозитов (5—20% цветных минералов) и габбро-анортозитов (до 35% цветных минералов) *.

Среди анортозитов выделяется три разновидности: лабрадориты, андезиниты и олигоклазиты. Лабрадориты — темно-серые, реже серые, нередко ирризирующие породы, состоящие из плагиоклаза (лабрадора № 50—62) и небольшого количества гиперстена и моноклинного пироксена диопсид-геденбергитового ряда. Изредка в анортозитах встречается примесь биотита и оливина. Андезиниты представляют собой розоватые или светло-серые до белых породы, сложенные плагиоклазом, состав которого колеблется от № 35—37 до № 45—47, и подчиненным количеством буровато-зеленой роговой обманки. Изредка в андезинитах встречаются реликтовые зерна пироксена, замещающиеся амфиболом. Олигоклазиты по внешнему виду часто неотличимы от андезинитов, что затрудняет их разделение. Лишь в пределах западной части Станового хребта, по данным Г. Н. Баженовой, белые олигоклазиты четко отделяются от андезинитов, имеющих здесь розоватый цвет. Олигоклазиты сложены плагиоклазом № 27—30, среди которого в небольшом количестве присутствуют волокнистые амфиболы и сине-зеленая роговая обманка. Плагиоклазы часто бывают переполнены агрегатами эпидот-цоизитовых минералов. Кроме плагиоклазов и цветных минералов, в анортозитах присутствуют титаномагнетит, ильменит, пирит, пирротин, реже апатит и сфен.

Текстура анортозитов обычно массивная, иногда полосчатая. Структура их средне- и крупнозернистая, панидиоморфная. Нередко встречаются гигантозернистые разности анортозитов. Весьма характерна для анортозитов и габбро-анортозитов неоднородная структура, обусловленная неравномерным распределением цветных минералов, неравномерной зернистостью и т. д.

Габбро-анортозиты, содержащие повышенное количество цветных минералов (более 30%), постепенно переходят в лейкократовые габбро и габбро-нориты, которые в свою очередь связаны гаммой переходных разностей с меланократовыми габбро-норитами, пироксенитами и горнблендитами, встречающимися в виде шлиров и ксенолитов среди пород анортозитовых массивов.

Колебания минералогического состава отражаются на химическом составе этих пород. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 52), составленной по результатам 30 химических анализов, видно, что фигуративные точки пород анортозитовой группы занимают обширное поле по обеим сторонам линии, соединяющей точки средних составов (по Дели) анортозита и габбро, концентрируясь преимущественно вдоль верхней части этой линии. Значительно колеблется величина некоторых дополнительных числовых характеристик, особенно c', a', m' и f'. Среди анортозитов и габбро-анортозитов выделяются разности, пересыщенные глиноземом. Фигуративные точки меланократовых пород из шлиров в анортозитовых массивах располагаются вдоль линии норит-вебстерит.

Вопрос о генезисе пород джугджурского анортозитового комплекса является дискуссионным. Господствовавшее (А. А. Леонтович, и Н. А. Раков; В. Г. Тарасова и Е. П. Миронюк) представление об образовании пород рассматриваемого комплекса в результате дифференциа-

* Термин габбро-анортозиты неудачен, правильнее эти породы называть лейкократовыми габбро.

http://jurassic.ru/

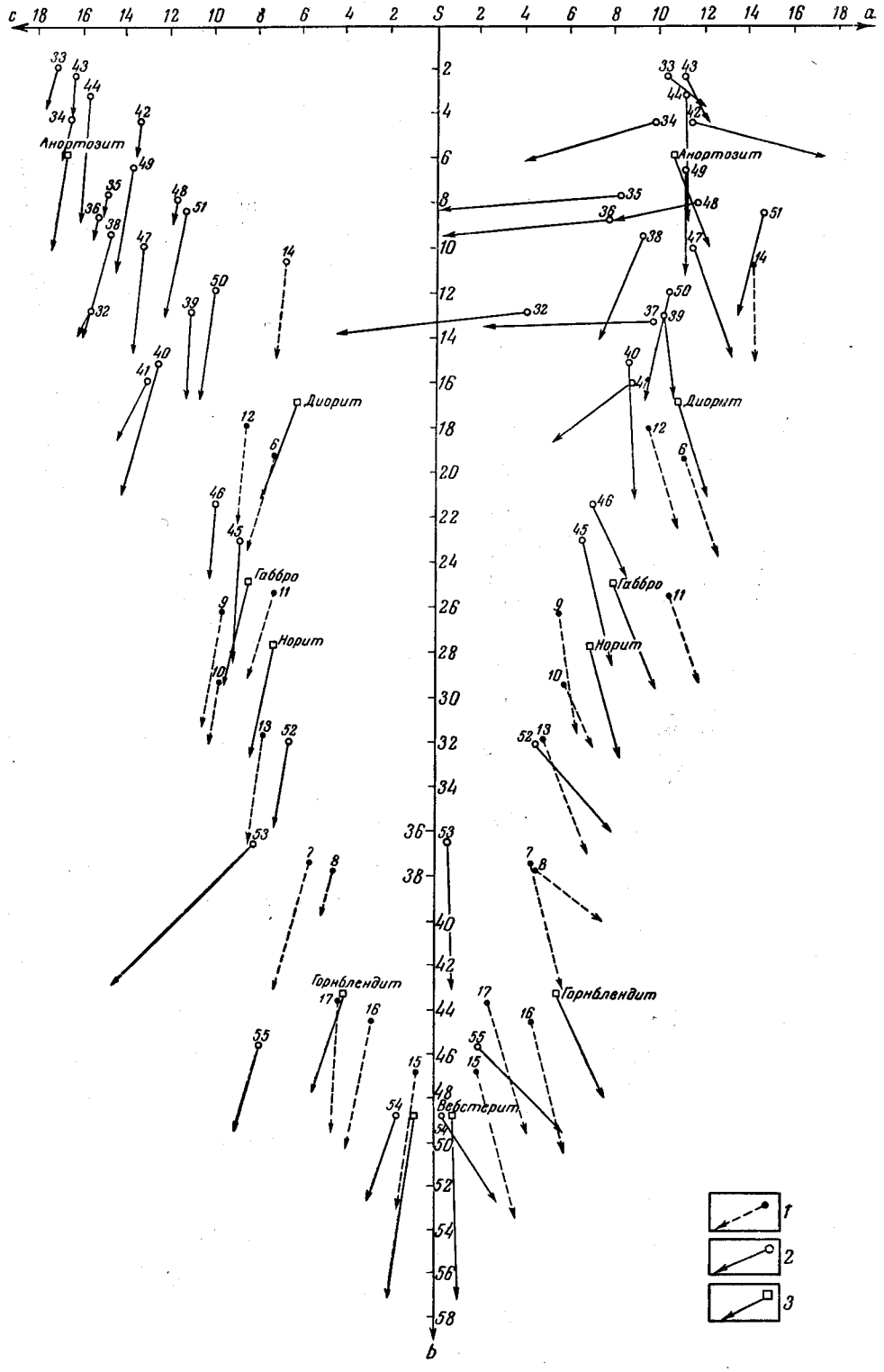


Рис. 52. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому) протерозойских основных и ультраосновных пород хребтов Станового и Джугджур

1 — майско-джанинский комплекс; *2* — джугджурский комплекс; *3* — средние породы, по Дэли

http://jurassic.ru/

Древнестановой комплекс гранитоидов в

Характеристика комплекса	Южная часть хр. Джугджур (по В. Ф. Зубкову и В. Н. Мошкину)	Восточная часть Станового хребта (по В. Н. Мошкину и др.)	Междуречье Ток-Мальмуга (по Ю. А. Альбову и др.)	Бассейн р. Брянты (по В. А. Левченко)
Состав	Биотитовые роговообманково-биотитовые, реже эпидот-биотитовые плагиограниты, гранодиориты и граниты	Биотитовые, биотит-роговообманковые и биотит-эпидотовые плагиограниты и гранодиориты, граниты	Биотитовые и биотит-роговообманковые плагиограниты и граниты	Гранито-гнейсы
Характерная особенность минералогического состава типичных пород	Резкое преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом	Преобладание плагиоклаза (олигоклаза) над калиевым полевым шпатом	Резкое преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом	Преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом
Акцессорные минералы	Апатит, циркон, пирит, гранат, сфен	Гранат, циркон, апатит, пирит, эпидот, реже сфен	Гранат, апатит, сфен рудный, реже циркон и ортит	Циркон, сфен, апатит, рутил, ортит и рудный минерал
Структура	Бластогранитовая, гранобластовая, реже гетеробластовая, порфиробластовая	Аллотриоморфно-зернистая с переходами в гранобластовую и гранитовую	Бластогранитовая с переходами к гранитовой и гранобластовой. Обычен протоклаз	Гранобластовая и гетеробластовая
Текстура	Гнейсовидная и полосчатая	Гнейсовидная и полосчатая	Гнейсовидная и полосчатая	Гнейсовидная полосчатая
Форма залегания	Крупные и мелкие, неясно очерченные тела согласные с протерозойскими структурами	Мелкие пластовые тела, реже крупные неясно очерченные массивы, согласные с протерозойскими структурами	Мелкие пластовые тела, неясно очерченные более крупные массивы, согласные со структурами вмещающих пород	Крупные и мелкие, обычно согласные со структурами вмещающих пород тела

http://jurassic.ru/

Таблица 13

районе хребтов Станового и Джугджур

Юг центральной части хр. Станового (по М. Н. Петрусевичу и Л. И. Казик)	Север центральной части хр. Станового (по Т. С. Долгих)		Западное окончание Станового хребта (по Ю. К. Дзевановскому)	Юго-западные отроги хр. Станового (по Г. Н. Баженовой и др.)
Биотитовые, реже биотит-роговообманковые и эпидотовые граниты, плагиограниты, граносиениты и гранодиориты	Биотит-эпидотовые граниты и плагиограниты Соотношения этими группами	Биотитовые, реже амфибол-биотитовые и двуслюдяные плагиограниты между двумя неясные	Биотитовые, реже биотит-амфиболовые и амфиболовые плагиограниты и граниты	Биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты, плагиограниты, реже аплитовидные граниты
Количественные соотношения между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом переменны	Преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом	Преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом	Резкое преобладание плагиоклаза (олигоклаза) над калиевым полевым шпатом	Преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом
Апатит, циркон, сфен, ортит, магнетит, иногда гранат и рутил	Сфен, апатит, магнетиг, реже циркон	Ортит, сфен, реже апатит, циркон, рутил	—	Апатит, сфен, циркон, ортит, магнетит
Аллотриоморфнозернистая, иногда гранобластовая, реже гранитовая и аплитовая	Гипидиоморфнозернистая, осложненная протокластезом, аллотриоморфнозернистая, порфировидная	Неравномерно зернистая гипидиоморфная, реже аллотриоморфная	Гипидиоморфнозернистая, близкая к гранобластовой. Обычен протоклаз	Гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая
Гнейсовидная и полосчатая	Гнейсовидная	Гнейсовидная	Отчетливо гнейсовидная	Гнейсовидная, реже массивная
Крупные и мелкие, неясно очерченные массивы, залегающие согласно с протерозойскими структурами	Крупный массив, залегающий в общем согласно со структурой вмещающих архейских пород	Крупный конкордантный массив с расплывчатыми очертаниями	Крупные и мелкие, обычно согласные с вмещающими породами тела	Крупные и мелкие конкордантные массивы с расплывчатыми очертаниями. Мелкие пластовые и секущие тела

http://jurassic.ru/

Характеристика комплекса	Южная часть хр. Джугджур (по В. Ф. Зубкову и В. Н. Мошкину)	Восточная часть Станового хребта (по В. Н. Мошкину и др.)	Междуречье Ток-Мальмуга (по Ю. А. Альбову и др.)	Бассейн р. Брянты (по В. А. Левченко)
Особенности строения	Резкая неоднородность по составу, структуре и текстуре, наличие внутри тел многочисленных пачек гнейсов и мигматитов	Резкая неоднородность по составу, структуре и текстуре, наличие внутри тел многочисленных пачек и полос гнейсов и мигматитов	Резкая неоднородность по составу, структуре и текстуре, наличие внутри тел многочисленных пачек и полос гнейсов и мигматитов	Некоторая неоднородность по составу, структуре и текстуре
Отношение к главному этапу протерозойской складчатости	Синорогенные	Синорогенные	Синорогенные	Синорогенные
Вмещающие породы	Гнейсы и сланцы станового комплекса, реже анортозиты	Гнейсы и сланцы станового комплекса, реже протерозойские габбро-амфиболиты и архейские гнейсы и сланцы	Гнейсы и сланцы станового комплекса, реже протерозойские габбро-амфиболиты	Гнейсы и сланцы станового комплекса
Жильная серия	Большое количество жил пегматитов и аплитов	Большое количество пегматитовых и аплитовых жил	Жилы аплитов и пегматитов	—

ции основной магмы не подтверждается результатами исследований последних лет. Слабо обосновано предположение А. П. Лебедева и Г. Т. Татаринова об образовании анортозитов за счет кристаллизации плагиоклазитового расплава, возникшего на глубине при ассимиляции кислой магмой известково-глинистого материала.

Изучение джугджурских анортозитов, проведенное в 1957—1964 гг. В. Н. Мошкиным и И. Н. Дагелайской в хр. Джугджур и Становом, установило, что в их генезисе крупнейшую роль играли процессы метасоматоза. Формирование комплекса проходило в несколько стадий (Мошкин, 1961, 1962). В первую стадию, по-видимому, в основном за счет метасоматического преобразования архейских и протерозойских кристаллических сланцев, гнейсов и ультрабазитов возникли лабрадориты и габбро-лабрадориты. Явления замещения архейских и протерозойских кристаллических пород лабрадоритами установлено В. Н. Мошкиным в пределах Главного и Лавлинского массивов и подтверждены исследованиями Н. С. Шпак. Эти процессы сопровождаются выносом Mg и Fe и в меньшей мере Ti и привносом Al и небольшого количества Na. Во вторую стадию происходило формирование группы андезинитов. Эти породы развиваются за счет замещения лабрадоритов, а также протерозойских амфиболитов, горнблендитов и амфиболовых плагиогнейсов. Замещение андезинитами всех этих пород можно наблюдать в многочисленных обнажениях по рекам Лавле, Джане и Зее.

http://jurassic.ru/

Продолжение табл. 13

Юг центральной части хр. Станового (по М. Н. Петрусевичу и Л. И. Казик)	Север центральной части хр. Станового (по Т. С. Долгих)		Западное окончание Станового хребта (по Ю.-К. Дзевановскому)	Юго-западные отроги хр. Станового (по Г. Н. Баженовой и др.)
Некоторая неоднородность по составу, структуре и текстуре	Неоднородность по составу, структуре и текстуре	Неоднородность по составу и структуре, наличие внутри тел многочисленных полос гнейсов и мигматитов	Неоднородность по составу, структуре и текстуре. Наличие внутри тел пачек и горизонтов гнейсов	Некоторая неоднородность по составу, структуре и текстуре. Наличие в краевых частях тел, отдельных пачек и горизонтов гнейсов
Синорогенные	—	Синорогенные	Синорогенные	Синорогенные
Гнейсы и сланцы станового комплекса	Гнейсы и сланцы архея, в меньшей степени — протерозоя	Гнейсы и сланцы станового комплекса	Протерозойские, реже архейские гнейсы и сланцы	Гнейсы и сланцы станового комплекса
Пегматиты	Аплиты, микрограниты	Аплитовидные граниты, пегматитовые и кварцевые жилы	Редкие жилы пегматитов	Аплиты и пегматиты

Химизм второй стадии отличается некоторым уменьшением в привносе Al и увеличением Na. Начинается привнос Si. Вынос Mg, Fe и Ti сохраняет свое значение. Такая тенденция в изменении химизма процессов анортозитизации сохраняется и дальше, о чем свидетельствует появление на третьей стадии формирования анортозитов — олигоклазитов, в образовании которых привнос Na и Si играет еще бóльшую роль.

Относительное положение джугджурского комплекса в общем разрезе протерозойских пород рассматриваемого района установлено, по данным В. Н. Мошкина, В. Ф. Зубкова и В. В. Шиханова, что анортозиты моложе габбро-амфиболитов майско-джанинского комплекса и древнее гранитоидов древнестанового комплекса.

Абсолютный возраст анортозитового комплекса определяется, по данным Г. Н. Баженовой для западных частей Станового хребта, в 1700 млн. лет (определения А. И. Тугаринова по свинцу). Одно из определений относится к олигоклазитам бассейна р. Олёкмы, другое — к ортиту из пегматитовой жилы, секущей лабрадориты этого же района.

С джугджурским комплексом анортозитов связан ряд месторождений титана и железа, а также отдельные проявления никеля, кобальта и ванадия.

Древнестановой комплекс гранитоидов. В состав данного комплекса входят светло-серые, серые и желтоватые гнейсовидные и полосчатые плагиограниты и граниты, в большинстве случаев мелкозернистого

http://jurassic.ru/

и среднезернистого сложения. Эти гранитоиды, впервые выделенные Д. С. Коржинским (1935) в западной части Станового хребта, весьма широко развиты и в восточной части Станового хребта, а также и в хр. Джугджур. При некоторых различиях в цвете, степени раскристаллизации, структуре и составе древнестановые гранитоиды все же можно объединить в один комплекс (табл. 13).

Гранитоиды слагают ряд крупных (площадью до 250 *км*²) массивов, а также огромное количество более мелких пластовых тел, находящихся в полном структурном единстве с дислоцированными толщами протерозоя. Секущие тела встречаются значительно реже. Крупные тела



Рис. 53. Контакт древнестановых гранитоидов (*а*) с гнейсами (*б*) станового комплекса. В гранитоидах видны теневые структуры. Река Гига. Фото В. Н. Мошкина

гранитоидов в большинстве случаев приурочены к ядрам синклинальных или антиклинальных складок первого порядка. Структурное положение мелких тел, по-видимому, более разнообразно, так как они располагаются и в ядрах мелких складок и на их крыльях.

Гранитоидные тела, особенно крупные, характеризуются весьма неоднородным строением, выражающимся в частом и иногда резком изменении слагающих их пород по структуре, текстуре (от полосчатых до массивных), составу (от лейкократовых до мезократовых) и т. п. Внутри таких тел часто встречаются мощные пачки и отдельные горизонты гнейсов и мигматитов, зажатые в гранитоидах. Залегание этих гнейсов, вероятно, не было нарушено при формировании гранитоидов, так как наблюдается полное согласие их с окружающими стратифицированными породами. Гнейсовидность гранитоидов также всегда параллельна полосчатости заключенных внутри них гнейсов.

Экзоконтактные зоны гранитоидных массивов весьма сложные, изобилующие инъекционными жилами различной мощности, мигматизирующими вмещающие породы. Очень часто наблюдаются постепенные переходы от мигматизированных гнейсов к гранитам, обладающим теневыми структурами (рис. 53). Благодаря таким особенностям строения гранитоидных тел очертания их, как правило, расплывчатые.

http://jurassic.ru/

Наиболее типичными породами описываемого комплекса являются светло-серые мелкозернистые и среднезернистые плагиограниты и гранодиориты. Главную роль в их составе играет плагиоклаз (олигоклаз и олигоклаз-андезин), занимающий 50—70% объема. Калиевый полевой шпат, представленный нерешетчатыми разностями, по сравнению с плагиоклазом играет в составе породы резко подчиненную роль, занимая 10—15% ее объема. Такое количественное соотношение между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом является характерной чертой древнестановых гранитоидов (см. табл. 13, рис. 54). Содержание кварца в плагиогранитах колеблется обычно в пределах 10—25%.

Из цветных минералов в гранитоидах присутствует темно-бурый и зеленоватый биотит, нередко вместе с зеленой роговой обманкой и эпидотом, образующим крупные таблитчатые зерна. Общее количество всех этих минералов варьирует в широких пределах (от 2—3 до 10—15%). Распределение цветных минералов в породе часто неравномерное. Из акцессорных минералов наиболее характерны циркон, апатит, пирит, гранат и сфен.

Структура плагиогранитов и гранодиоритов — аллотриоморфная и гранобластовая. Текстура пород гнейсовидная, полосчатая и прерывисто-полосчатая. Полосчатость гранитоидов обусловлена неравномерным распределением цветных минералов. Она наиболее часто наблюдается у контактов с вмещающими породами и в большинстве случаев является, по-видимому, «тенью» замещенных гнейсов и сланцев.

Плагиограниты и гранодиориты гаммой переходных разностей связаны с гранитами, слагающими отдельные участки в пределах крупных тел, или слагают самостоятельные тела.

Кроме равномернозернистых гранитов с нерешетчатым калиевым полевым шпатом, в составе комплекса известную роль играют розоватые нормальные по составу граниты с выделениями решетчатого микроклина или микроклин-пертита. Они распространены в основном на северных склонах Станового хребта, будучи приурочены к зоне разлома между Алданским щитом и областью его протерозойского окаймления. Для этих гранитов характерны порфиробластовые или порфиробластокатакластические структуры. Часто наблюдаются структуры замещения. Текстура пород гнейсовидная, нередко полосчатая.

Следует кратко остановиться на важной особенности древнестановых гранитоидов — сходстве их качественного минералогического состава с составом вмещающих их гнейсов станового комплекса. Как для гранитоидов, так и для гнейсов характерны одинаковые по составу плагиоклаз (олигоклаз и олигоклаз-андезин), темно-бурый, реже зеленоватый биотит и зеленая роговая обманка. Состав эпидота и граната, часто присутствующих в тех и в других породах, и комплексы акцессорных минералов также одинаковы.

Характерная особенность состава типичных гранитоидов комплекса — резкое преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом — является одновременно и характернейшей особенностью протерозойских гнейсов. В большинстве случаев древнестановые граниты отличаются от протерозойских гнейсов лишь меньшим содержанием цветных компонентов, повышенным содержанием кварца и большей однородностью строения.

Часто устанавливается прямая зависимость состава гранитоидов от состава вмещающих их гнейсов. Так, среди гранат-биотитовых плагиогнейсов располагаются в большинстве случаев биотитовые плагиограниты с гранатом. В гранитоидах, залегающих в роговообманковых гнейсах, цветная часть породы представлена обычно такой же роговой обманкой и развивающимся по ней бурым биотитом.

http://jurassic.ru/

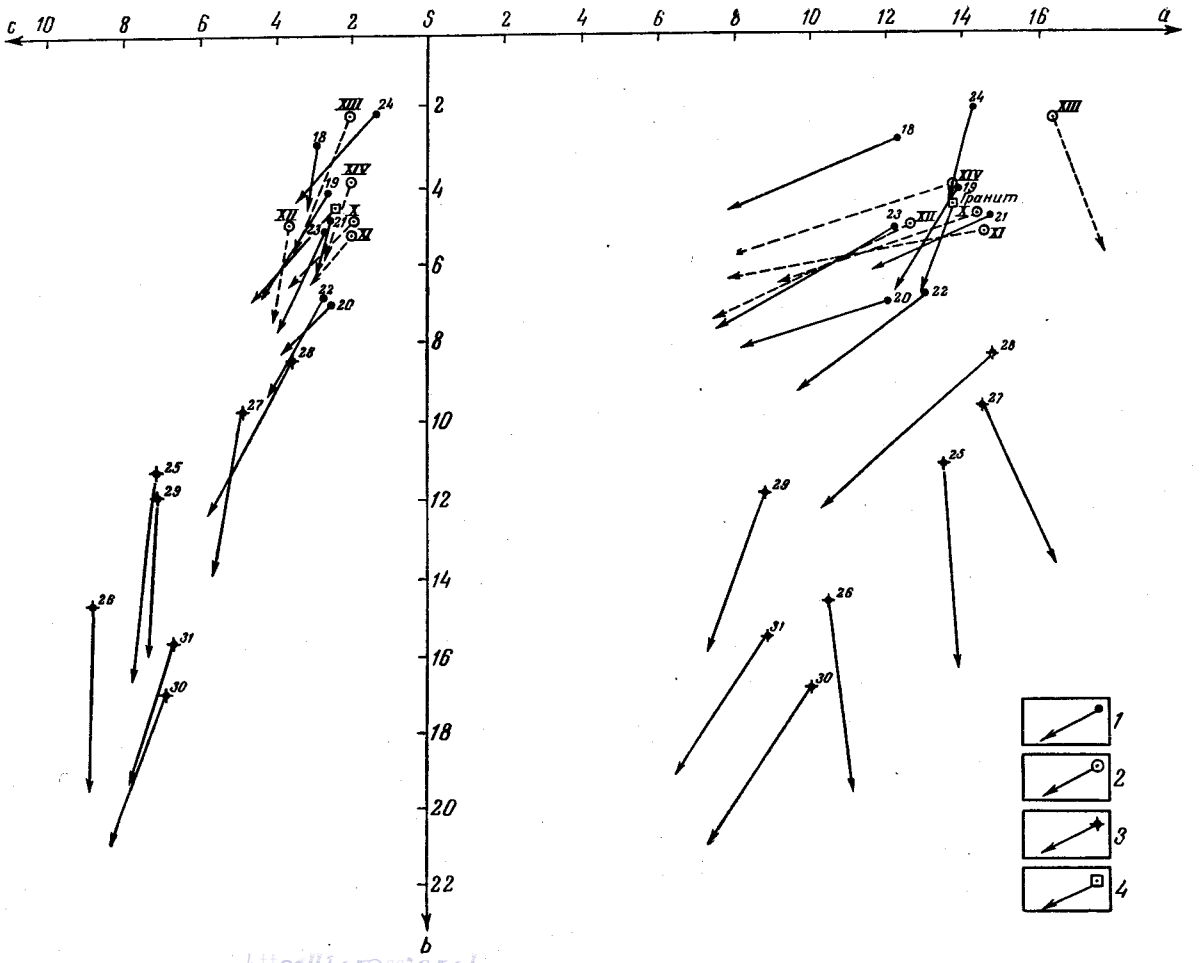


Рис. 54. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому) протерозойских кислых пород хребтов Станового и Джугджур

1 — гранитоиды древнестанового комплекса восточной части хребтов Станового и Джугджур; *2* — гранитоиды древнестанового комплекса западной части Станового хребта (по Д. С. Коржинскому); *3* — породы токско-алгаминского комплекса; *4* — средний докембрийский гранит (по Дэли)

https://arassic.ru/

Однако иногда такой зависимости состава гранитоидов от состава вмещающих пород часто не бывает, и например, среди гранат-биотитовых гнейсов залегают гранодиориты, содержащие много роговой обманки и не содержащие граната.

По формам залегания тел, структурным и текстурным особенностям и соотношению с вмещающими породами преобладающая часть древнестановых гранитоидов чрезвычайно близка к так называемым анатектитам, образование которых тесно связано с явлениями ультраметаморфизма. Можно считать, что генезис описываемых гранитоидов связан с ультраметаморфизмом протерозойских отложений станового комплекса. В пользу этого говорят пространственное и структурное единство гранитоидов с протерозойскими гнейсами и сходство их минералогического состава. В образовании розовых порфиробластических и порфиробластокатакластических гранитов Станового хребта существенную роль, по-видимому, играли процессы калиевого метасоматоза.

С древнестановыми гранитоидами генетически связано множество жил аплитов и пегматитов, часть из которых слюдоносна.

Протерозойский возраст гранитоидов древнестанового комплекса определяется тем, что они инъецируют протерозойские гнейсы, габбро-амфиболиты и анортозиты и перекрываются, по наблюдениям В. Г. Тарасовой, Н. С. Шпак и других исследователей, синийскими отложениями. Формирование этих гранитоидов происходило в период [redacted] этапа протерозойской складчатости, что и обусловило полное структурное единство гранитоидных тел и вмещающих протерозойских стратифицированных пород.

Токско-алгаминский комплекс гнейсовидных кварцевых диоритов. В восточной части Станового хребта и на северных склонах хр. Тукурингра развиты серые и темно-серые гнейсовидные и полосчатые кварцевые диориты, реже гранодиориты и диориты. Они слагают ряд крупных тел в бассейне р. Луча, в междуречье Ток-Алгама, в верховье р. Сивакана и в низовьях р. Гилюя. Кроме того, ряд мелких пластовых и секущих тел известен в верховьях р. Зеи. Сопоставление пород комплекса кварцевых диоритов разных районов дано в табл. 14.

Тела кварцевых диоритов располагаются согласно со структурами вмещающих пород станового комплекса, будучи в основном приурочены к ядрам крупных синклинальных складок. Крупные тела кварцевых диоритов имеют сложное строение, характеризующееся наличием во многих случаях полосчатости, присутствием согласных пачек и отдельных горизонтов мигматизированных гнейсов и фациальными изменениями пород от гранодиоритов до пироксеновых диоритов.

Очертания этих тел расплывчатые благодаря большому количеству согласных инъекционных жил, мигматизирующих вмещающие породы, и наблюдающимся в ряде случаев постепенным переходам между полосчатыми кварцевыми диоритами и мигматизированными биотит-рогово-обманковыми гнейсами. Мелкие тела кварцевых диоритов обычно имеют более однородное строение и нередко отчетливо отделены от вмещающих пород.

Как уже отмечалось выше, в составе токско-алгаминского комплекса резко преобладают кварцевые диориты, тогда как гранодиориты, пироксеновые диориты и монцониты слагают лишь незначительные участки в пределах крупных тел. Краткая характеристика состава и структурных, и текстурных особенностей кварцевых диоритов дана в табл. 14. Гранодиориты отличаются от кварцевых диоритов лишь повышенным содержанием калиевого полевого шпата и кварца. Состав диоритов, напротив, характеризуется повышенным содержанием роговой обманки,

http://jurassic.ru/

Таблица 14

Схема сопоставления гнейсовидных кварцевых диоритов из разных районов хребтов Станового и Тукурингра

Распространение	Токско-Зейское междуречье (по Г. Г. Марченко и В. Н. Мошкину, 1958)	Междуречье Ток-Алгама и низовья р. Купури (по П. А. Сушкову и В. А. Левченко, 1952 г. (с дополнениями В. Н. Мошкина, 1957)	Верховья р. Лучи (по В. Н. Мошкину, Ю. А. Альбову и др., 1956)	Низовье р. Гилюя (по Н. К. Осиповой, 1953)
Состав комплекса	Кварцевые диориты, реже граниты	Кварцевые диориты, изредка пироксеновые диориты и гранодиориты	Кварцевые диориты и гранодиориты	Кварцевые диориты, значительно реже гранодиориты и диориты
Минералогический состав типичных пород	Зонарный олигоклаз — андезин (50—70%) Зеленая роговая обманка (10—25%) Биотит (10—15%) Кварц (10—15%) Калиевый полевой шпат (1—2%)	Иногда зонарный кислый андезин 50—60% Зеленая роговая обманка 10—20% Коричневый биотит 5—10% Кварц 10—15% Калиевый полевой шпат (мало)	Иногда зонарный основной олигоклаз 50—60% Зеленая роговая обманка 10—15% Коричневый биотит 10—15% Кварц до 10% Калиевый полевой шпат встречается изредка	Иногда зонарный олигоклаз-андезин 80—97% Зеленая роговая обманка и бурый биотит 3—10% Кварц 2—10% Калиевый полевой шпат 1—2%
Акцессорные минералы	Сфен, апатит, циркон, пирит, гранат	Сфен, апатит, циркон, рудный минерал, гранат, ортит	Сфен, апатит, рудный минерал, циркон	Сфен, апатит, циркон, эпидот, реже ортит и гранат
Структура	Гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, гранобластовая	Гипидиоморфнозернистая, реже ксеноморфная, гранобластовая и порфировидная	Гипидиоморфнозернистая, порфировидная	Гипидиоморфнозернистая, реже лепидогранобластовая и гранобластовая. Часты протокластические структуры
Текстура	Гнейсовидная до полосчатой	Массивная, гнейсовидная и полосчатая	Гнейсовидная	Полосчатая и гнейсовидная
Формы залегания	Крупные и мелкие тела, залегающие согласно со структурами протерозойских вмещающих пород. В краевых частях тел кварцевых диоритов зажаты параллельные пачки гнейсов	Крупные массивы и мелкие пластовые тела, залегающие согласно с протерозойскими структурами вмещающих пород. Внутри кварцевых диоритов зажаты пачки гнейсов	Небольшие пластовые тела, согласные со структурами вмещающих пород. Внутри тел кварцевых диоритов зажаты согласные пачки гнейсов	Крупное тело, вытянутое согласно с общей структурой протерозойских толщ и мелкие секущие тела гнейсов
Вмещающие породы	Гнейсы станового комплекса	Гнейсы станового комплекса, реже протерозойские гранитоиды	Гнейсы станового комплекса, реже протерозойские гранитоиды	Гнейсы станового комплекса

http://jurassic.ru/

биотита и почти полным отсутствием кварца. В бассейне р. Ток в диоритах присутствует 10—20% гиперстена.

Петрохимическая диаграмма для кварцевых и пироксеновых диоритов и гранодиоритов различных районов Станового хребта представлена на рис. 56.

Генезис пород комплекса кварцевых диоритов не совсем ясен. Исследования последних лет В. А. Рудника и В. Н. Мошкина позволяют предполагать, что наряду с интрузивными породами в его состав входят кварцевые диориты и гранодиориты анатектитового типа.

Гнейсовидные кварцевые диориты и гранодиориты токско-алгаминского комплекса прорывают протерозойские гнейсы, а также, по данным П. А. Сушкова и В. А. Левченко, протерозойские гранитоиды древнестанового комплекса. Верхняя возрастная граница гнейсовидных кварцевых диоритов не установлена. Однако, учитывая тесную пространственную и структурную связь их с протерозойскими образованиями зоны Становика-Джугджура, большое сходство по текстуре, структуре и особенностям генезиса с древнестановыми гранитоидами, возраст описываемого комплекса можно также считать протерозойским.

Формирование комплекса гнейсовидных кварцевых диоритов проходило в период главной протерозойской складчатости, но, по-видимому, в более поздние этапы, чем формирование древнестановых гранитоидов.

В состав протерозойского комплекса гнейсовидных кварцевых диоритов условно включены крупнозернистые слабо гнейсовидные биотит-роговообманковые гранодиориты, слагающие, по данным Ю. А. Альбова, крупное тело в верховьях рек Мульмуги и Мульмугакана.

Марагайский комплекс гранитоидов. Породы этого комплекса сравнительно широко развиты в пределах зоны Становика-Джугджура, будучи в основном приурочены к зонам дробления и рассланцевания протерозойских измененных основных и ультраосновных пород майско-джанинского комплекса.

По данным В. Н. Мошкина, Ю. А. Альбова и Г. И. Степанова тела этих гранитов имеют весьма неоднородное строение: лейкократовые крупнозернистые граниты без видимой закономерности чередуются с полосчатыми или пятнистыми гранитоидами, обогащенными цветными минералами; в гранитоидах часто наблюдаются реликты гранитизированных габбро и амфиболитов, реже гнейсов. Контакты интрузивных тел с вмещающими породами сложные и весьма расплывчатые благодаря постоянному присутствию в контактовой зоне гранитизированных пород. Мощность тел изменяется от нескольких метров до десятков и сотен метров. В ряде случаев (междуречье Уды — Маи-Половинной и в низовьях рек Ток и Сивакан) множество таких тел, разделенных гранитизированными габброидами, слагают участки площадью в несколько десятков квадратных километров.

Метасоматические гранитоиды очень разнообразны как по внешнему облику, так и по составу. Это среднезернистые и крупнозернистые розовые, розовато-серые, реже белые породы массивного пятнистого или полосчатого сложения. В состав их входят плагиоклаз (альбит-олигоклаз или андезин), калиевый полевой шпат, представленный решетчатыми и нерешетчатыми разностями, дымчатый кварц и цветные минералы (биотит и разложенная роговая обманка). Количественные соотношения между этими минералами колеблются в очень широких пределах, определяя изменения состава пород от гранодиоритов до граносиенитов. Встречаются также породы, весьма обогащенные кварцем (гора Чечегур).

В гранитоидах марагайского комплекса отчетливо наблюдаются все стадии замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом — от появ-

http://jurassic.ru/

Протерозойские интрузивные образо

Комплекс	Состав комплексов	Текстура и структура пород	Структурное положение	Характер залегания и размер
Марагайский	Граниты, граносиениты, редко микроклиниты	Текстура полосчатая, пятнистая, реже массивная Структуры замещения, аллотриоморфная	В зоне Становика-Джугджура, обычно в пределах площадей развития протерозойских основных пород и вблизи крупных разломов	Обычно сближенные мелкие тела с расплывчатыми очертаниями Отдельные крупные массивы
Токско-алгаминский	Кварцевые диориты, реже диориты и гранодиориты	Текстура гнейсовидная, полосчатая, реже массивная. Структуры гипидиоморфная, аллотриоморфная, гранобластовая	В зоне Становика-Джугджура	Крупные массивы, мелкие пластовые тела, залегающие согласно со структурами вмещающих пород. Мелкие секущие тела
Древнестановой	Плагиограниты	Текстура гнейсовидная, полосчатая Структура гранобластовая, аллотриоморфная	В зоне Становика-Джугджура, крупные массивы тяготеют к ядрам синклинальных или антиклинальных структур	Крупные конкордантные массивы с расплывчатыми очертаниями и мелкие пластовые и секущие тела
Джугджурский	Анортозиты (лабрадориты, андезиниты, олигоклазиты)	Обычно массивные породы с аллотриоморфной структурой	На стыке Алданского щита с зоной Становика-Джугджура, во внутренних частях этой зоны и реже в краевых частях щита	Крупные конкордантные массивы и пластовые и секущие тела
Майско-джанинский	Габбро-амфиболиты, амфиболиты, габбро-диориты, пироксениты	Текстура сланцеватая и полосчатая. Структура бластогаббровая, реже нематогранобластовая	В пределах зоны Становика-Джугджура, будучи приурочены в основном к крыльям крупных синклинальных структур	Пластовые тела различной мощности, нередко сближенные между собой, а также мелкие массивы и дайки

http://jurassic.ru/

Таблица 15

вания хребтов Станового и Джугджур

Особенности строения	Отношение к складчатости	Условия формирования и особенности генезиса	Фации и субфации глубинности	Дайковые породы
Неоднородность, наличие многочисленных ксенолитов (реликтов) вмещающих пород различной формы и размеров	Послескладчатые	Путем замещения габбро и амфиболитов при метасоматозе	Эпидот-альбит-амфиболитовая субфация	Пегматоиды и кварцевые жилы
Неоднородность, наличие внутри тел пачек и полос гнейсов, залегающих согласно с гнейсовидностью диоритов	В позднюю фазу главного этапа складчатости	При анатексисе гнейсов и амфиболитов, а также при кристаллизации перемещенной палингенной магмы	Эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фация	Пегматоиды
Неоднородность (по составу, структуре и текстуре). Наличие внутри тел многочисленных пачек и полос гнейсов, залегающих согласно с гнейсовидностью гранитов	Одновременно с главным этапом складчатости	При анатексисе гнейсов станового комплекса, реже при кристаллизации интрудировавшей палингенной магмы	Эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фация	Пегматиты, аплиты
Неоднородный полосчато-пятнистый характер массивов, наличие внутри них реликтов вмещающих пород	До главного этапа складчатости	Предположительно при перекристаллизации и замещении пироксенсодержащих кристаллосланцев и амфиболитов	На больших и средних глубинах	Габбро-пегматиты
Внутри пластовых тел и массивов присутствуют согласные пачки гнейсов и карбонатных пород	До главного этапа складчатости	Комплекс образовался за счет метаморфизма интрузивных и эффузивных (?) пород	Интрузии небольших глубин, возможно, подводные излияния магмы основного и ультраосновного состава Последующий метаморфизм амфиболитовой фации	Габбро-диабазы и диабазы

http://jurassic.ru/

ления отдельных антипертитовых вростков калиевого полевого шпата до разрастания его в крупные (до 10 *мм*) зерна, хорошо видимые невооруженным глазом. Цветные минералы (биотит и полуразложенная роговая обманка) обычно располагаются кучками в ассоциации с ильменитом и апатитом. Часто наблюдается замещение роговой обманки биотитом.

Структура гранитоидов аллотриоморфнозернистая, пегматоидная, бластопорфирокатакластическая. Очень характерны структуры замещения.

Описанные гранитоиды являются крайним продуктом процессов гранитизации протерозойских основных и ультраосновных пород. Суть этих процессов, наиболее интенсивно проявившихся в зонах дробления и рассланцевания, состоит в окварцевании, калишпатизации и биотитизации габброидов и выносе железа, магния и кальция. По-видимому, с этими же процессами гранитизации связаны микроклинизация и окварцевание протерозойских гнейсов и древнестановых гранитоидов, наблюдаемые в зонах крупных разломов (верховья р. Маи-Половинной, р. Сутама, низовья р. Гилюя и т. д.).

Образование метасоматических гранитов и явления микроклинизации и окварцевания протерозойских пород по времени приурочены к заключительным этапам развития протерозойской геосинклинали.

Важнейшие особенности протерозойских интрузивных образований хребтов Станового и Джугджур приводятся в табл. 15.

ХРЕБТЫ МАЛЫЙ ХИНГАН И БУРЕИНСКИЙ

Интрузивные образования протерозойского возраста в этом районе ограниченно распространены. Известны небольшие по площади выходы гнейсо-гранитов (ортогнейсов), приуроченные к площадям развития гнейсов и кристаллических сланцев амурской серии, гуджальской свиты и тастахской серии.

Отнесение тех или иных интрузивных образований к протерозойскому возрасту произведено условно. Так, например, гнейсо-граниты, развитые по правобережью р. Турука и в междуречье Бол. Каменушки и Китай-Дыра, считаются Ю. Б. Сазановым протерозойскими. Аналогичные породы, представленные в районе Сутарских приисков и в бассейнах рек Мал. Каменушки, Дитура и Мал. Дитура, отнесены М. Г. Золотовым к нижнему палеозою. По Г. В. Ициксон (1961), подобные породы, объединенные в помпеевский комплекс, имеют неясный возраст и генезис. Нет единого мнения также о времени внедрения кивилийских гранитоидов, развитых в северной части Буреинского массива. В последнее время В. А. Дыренко считает их раннепалеозойскими.

Не доказано интрузивное происхождение ортогнейсов амурской серии (Афанасьев, 1939), которые в настоящее время считаются гнейсами — метасоматитами, содержащими реликты структур осадочных пород (Эйриш, 1960). Л. И. Красным (1959) породы типа ортогнейсов отнесены к формации анатектитов. Интрузивные породы, тесно связанные с гнейсами тастахской серии (саганарская свита), по В. А. Руднику (1960), подразделяются на анатектоидные, метасоматические и магматические.

К протерозою относятся, кроме гранитоидов, в разной степени измененные ультраосновные и основные породы.

Ультраосновные породы. На Малом Хингане в бассейне р. Дробовичной серпентиниты образуют межпластовые тела мощностью порядка нескольких метров в кристаллических сланцах урильской свиты (Путинцев, Громов, Эйриш, 1961). По Г. Д. Афанасьеву (1939), серпен-

http://jurassic.ru/

тиниты и серпентинизированные перидотиты слагают массивы площадью до 6—7 *км*², согласно залегающие в кристаллических сланцах.

Серпентиниты бассейна р. Дробовичной представляют собой мелкозернистые массивные породы темно-зеленого цвета, состоящие из антигорита с небольшим количеством бастита, хризотила и редких реликтов оливина. Первичная порода, по мнению Г. Д. Афанасьева, представляла собой гарцбургит. В тяжелой фракции протолочек установлены магнетит, единичные зерна хромита, золота и зерно, похожее на платину. В контактовом ореоле серпентинитов находятся линзообразные залежи тальково-магнезитовых и тремолито-магнезитовых пород сланцеватой текстуры, которые, по Г. Д. Афанасьеву, генетически связаны с серпентинитами.

В. А. Кашковский отмечает наличие двух небольших массивов ультраосновных пород площадью не более 0,5 *км*². Один из них находится в 2 *км* южнее Салокачинского месторождения, а второй, несколько меньшего размера, расположен в бассейне р. Горболок. Здесь же встречены и пластовые залежи ультраосновных пород. Наибольшая из залежей не превышает 200 *м* в длину при незначительной мощности.

Все эти тела располагаются в поле распространения пород урильской свиты нижнего протерозоя. Они представляют, по-видимому, сложно дифференцированные интрузии, но сильная серпентинизация пород затрудняет изучение взаимоотношений отдельных разновидностей последних.

Выделяются две разновидности пород, слагающих массивы,— перидотиты и дуниты. В перидотитах, обычно сильно рассланцованных, кроме пироксена и оливина, присутствуют хромит и магнетит. Дуниты отличаются от перидотитов почти полным отсутствием пироксена. На контакте с вмещающими породами урильской свиты перидотиты и дуниты превращены в серицит-каолиновую бесструктурную массу. Пластообразные залежи сложены серпентинитами, первичная порода которых не установлена.

К протерозойскому возрасту ультраосновные породы отнесены условно. На древний их возраст косвенным образом указывает сравнительно сильная рассланцованность пород, а также приуроченность их исключительно к породам урильской свиты.

На левобережье р. Урми, ниже устья р. Курумкана и в среднем течении ключей Ульку и Ниж. Ульку, по данным С. С. Дарбиняна, в виде ксенолитов площадью до 25—30 *км*² среди протерозойских гранитоидов встречаются метапироксениты, метагаббро, метадиориты. Севернее, в верховьях р. Пачана, отмечен небольшой массив габбро-амфиболитов.

Все вышеуказанные разновидности представляют собой среднезернистые, реже крупнозернистые массивные породы зеленовато-серого до темно-зеленого цвета. По составу — это в значительной степени амфиболизированные породы от пироксенитов до диоритов, иногда нацело превращенные в амфиболиты. Метапироксениты несколько отличаются от остальных разновидностей своим внешним видом и составом. Это пироксеновые темно-зеленой окраски крупнозернистые породы с незначительным содержанием полевого шпата. Пироксен в них почти нацело замещен волокнистой роговой обманкой, по которой в свою очередь интенсивно развивается хлорит.

Минералогический состав остальных пород отличается содержанием отдельных минералов. Кроме новообразовавшегося актинолита и роговой обманки (от 40 до 85%), в них присутствует полевой шпат (от 20 до 55%) и вторичный кварц (3—5%), а также хлорит, эпидот, рудный минерал, сфен.

http://jurassic.ru/

Протерозойский возраст этих пород принимается условно. Они прорваны гранитоидами, рвущими урильскую свиту, но не затрагивающими девонские породы.

По р. Гуджалу, выше устья р. Кевыты, среди гнейсов нижнегуджальской подсвиты встречаются четко оконтуриваемые пластообразные и линзообразные тела амфиболитов мощностью до 70 *м*. Эти амфиболиты, являющиеся, по-видимому, продуктом метаморфизма основных эффузивов, состоят из роговой обманки (55—65%) и плагиоклаза № 15—25.

Гранитоиды. Протерозойские гранитоиды развиты в северной части Буреинского массива, в бассейне р. Урми и к востоку от мезозойского Буреинского прогиба. В большинстве случаев протерозойские гранитоиды обнаруживают тесную пространственную связь с нижнепротерозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами урильской и гуджальской свит и тастахской серии. Вместе с ними они представлены нередко в виде останцов кровли среди крупных массивов палеозойских гранитоидов.

В северной части Буреинского массива, в бассейнах рек Нимана и Акишмы протерозойские интрузии площадью от 0,5 до 300 *км*^{2} представлены гнейсо-гранитами и гнейсированными гранодиоритами. Характерной особенностью этих интрузий является их тесная пространственная связь с нижнепротерозойскими метаморфическими породами. Контакты протерозойских интрузий с вмещающими породами инъекционные.

Гнейсо-граниты обладают хорошо выраженными гнейсовыми текстурами, плоскости которых имеют север-северо-западное простирание с отклонениями к СВ 15—20°. Падение их крутое на запад на левобережье р. Бол. Ягмакит, по р. Мал. Нанаки падение на СВ под углом 30—50° (Путинцев и Ильинский, 1963).

Гнейсо-граниты имеют светло-серую и розовато-серую окраску. Они большей частью мелкозернистые, реже крупнозернистые. В них хорошо заметна полосчатая текстура, обусловленная взаимопараллельной ориентировкой чешуек и линзообразных скоплений биотита; структура в основном бластокатакластическая и бластогранитовая, реже гранобластовая. Состоят гнейсограниты из кварца (25—30%), микроклина (35—50%), плагиоклаза (25—40%) и биотита (8—10%). В незначительном количестве присутствует роговая обманка; среди акцессориев — сфен, апатит, гранат, циркон, ортит и титаномагнетит. Широко развиты продукты серицитизации, хлоритизации и эпидотизации. Наряду с гнейсо-гранитами на площади распространения протерозойских интрузий встречаются гнейсированные гранодиориты, являющиеся фациальной разновидностью гнейсо-гранитов.

Жильные породы, связанные с гнейсо-гранитами, представлены лишь редкими жилами кварца и гнейсированных аплитов. В бассейнах Нимана и Акишмы в гнейсо-гранитах наблюдается вкрапленность пирита и халькопирита.

Возраст гнейсо-гранитов определяется тем, что, внедряясь в нижнепротерозойские метаморфические породы и инъецируя их, они сами вместе с ними прорываются раннепалеозойскими гранитами и габбро.

В бассейне верхнего течения р. Огоджи, в среднем течении р. Олоно и на правобережье р. Акишмы С. М. Брагинским выделены порфиробластические биотитовые гнейсо-граниты.

Вмещающими их породами являются нижнепротерозойские биотитовые гнейсы. Взаимоотношение порфиробластических биотитовых гнейсо-гранитов и гнейсо-гранитов не выяснено. Внутреннее строение массива однообразно. Породы характеризуются равномернозернистыми

http://jurassic.ru/

структурами и четко выраженными гнейсовидными текстурами. Гнейсовидность имеет север-северо-западное с отклонением до меридионального и север-северо-восточное простирания и падение под углом 50—60°.

Порфиробластические биотитовые гнейсо-граниты представляют собой крупнозернистые гнейсовидные породы, характеризующиеся присутствием крупных порфиробластов микроклина (до 3—5 *см*) в поперечнике. Количество микроклина в породе достигает 40—50% от ее объема. Основная масса породы состоит из кварца (25—50%), плагиоклаза (до 15—20%), биотита (до 15%), реже встречается калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы представлены гранатом, апатитом, цирконом и магнетитом; вторичные — серицитом, эпидотом и цоизитом.

Порфиробластические биотитовые гнейсо-граниты прорывают биотитовые гнейсы нижнего протерозоя и в свою очередь прорываются раннепалеозойскими мусковит-биотитовыми гранитами.

Протерозойские гранитоиды в верховьях рек Урми и Гуджала распространены довольно широко. Наиболее крупный массив, сложенный ими, назван Среднеурмийским, площадь его составляет 900 *км*². Он протягивается от междуречья Пошоена, Пачана, захватывая нижнее течение р. Сынчуги, по левобережью р. Урми, до широты устья р. Беренжи. Несколько мелких массивов протерозойских гранитоидов площадью 70—80 *км*² наблюдаются по правобережью р. Урми, левобережью р. Кукана в междуречье Гуджала и Беренжи.

Большинство массивов вытянуто в северо-восточном направлении согласно с простиранием кристаллических сланцев урильской свиты.

Характерными особенностями описываемых интрузий являются: а) приуроченность их к породам урильской и гуджальской свит; б) послойная инъекция в кристаллические сланцы с образованием мигматитов; в) интенсивный катаклаз и окварцевание.

Среди гранитоидов выделяются двуслюдяные плагиогранито-гнейсы, биотитовые гранито-гнейсы, лейкократовые граниты, биотитовые плагиограниты, окварцованные гранитоиды, двуслюдяные граниты, биотитовые граниты, гранодиориты. Все они средне- и мелкозернистые, характеризуются серым и темно-серым цветом, массивной и гнейсовидной текстурой. Структура гранитоидов от бластогранитных до гранобластовых, часты структуры замещения катаклаза, коррозионные. Минералогический состав пород однообразный. Количественные же соотношения главных минералов (плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, биотита, иногда мусковита и граната) колеблются в широком диапазоне и полностью зависят от степени проявления вторичных процессов.

По В. И. Сухову, в бассейне р. Беренжи биотитовые граниты состоят из микроклина (40—44%), кварца (30—33%), олигоклаза (7—10%) и биотита (до 15%). В составе гранодиоритов главная роль принадлежит олигоклазу — андезину (45—60%), биотиту (5—10%) и роговой обманке (1—2%). Содержание микроклина не превышает 10%, кварца 20%.

Из акцессорных минералов присутствуют в породах апатит, циркон и рудный минерал.

Внедрение гранитоидов сопровождалось интенсивной послойной инъекцией во вмещающие протерозойские образования. Контактовый метаморфизм выразился в окварцевании кристаллических сланцев и скарнировании известняков.

В связи с гранитоидами известны пегматитовые, аплитовые и кварцевые жилы. Пегматитовые жилы мощностью от 0,1 до 3 *м* сегрегационной и мелкоблоковой структуры.

http://jurassic.ru/

Минералогическим анализом искусственных шлихов из штуфных проб пегматита установлены фергусонит, колумбит, гранат, пирит, циркон, турмалин, шеелит.

Для решения вопроса о возрасте рассматриваемых гранитоидов можно использовать следующие данные. Гранитоиды имеют тесную пространственную связь с нижнепротерозойскими образованиями гуджальской свиты, инъецируют эти образования и участвуют вместе с ними в складчатых дислокациях. В то же время они не оказывают контактового воздействия на синийские образования союзненской свиты.

В верховьях р. Пошоена аналогичные граниты перекрываются с размывом среднедевонскими отложениями, а абсолютный возраст гранитов, определенный в лаборатории ДВГУ по биотиту, дает 348 млн. лет, что соответствует силуру. Таким образом, данные определения абсолютного возраста не согласуются с геологическими данными. Возраст комплекса условно принимается как протерозойский.

К востоку от Буреинского прогиба (бассейны рек Тастаха, Верх. Деша и Саганара) протерозойские интрузии, прорывающие породы тастахской серии, представлены гранито-гнейсами, образующими согласные с вмещающими породами тела пластообразной формы протяженностью от 2 до 8 *км* при мощности в 300—700 *м*. Южнее геологической съемкой выявлен крупный вытянутый в направлении складчатых структур интрузив, ширина которого достигает 9 *км*.

Далее к югу в верховьях рек Черт, Налдынджа, по обоим берегам р. Чегдомына, в бассейне р. Летрик, протерозойские гранитоиды составляют разрозненные, вытянутые в меридиональном направлении массивы площадью 25—32 $км^2$, или мелкие тела (2—3 $км^2$), согласно залегающие с вмещающими их гнейсами и кристаллическими сланцами саганарской свиты.

В рельефе протерозойские интрузии четко отделяются от гранитоидов более молодого возраста, слагая пониженные участки. На контакте их с образованиями саганарской свиты наблюдаются полосы инъекционных гнейсов. Гнейсовидные гранитоиды резко отличаются от более молодых гранитоидов широким развитием катаклаза, милонитизации и в большинстве случаев ясно выраженной гнейсовидной текстурой. Участки интрузивных пород, сохранивших массивную текстуру, встречаются редко.

Среди описываемых интрузивных пород выделяется несколько петрографических разновидностей: гранодиориты, плагиограниты, биотитовые и двуслюдяные граниты, между которыми существуют переходы. Гранодиориты обычно серого, зеленовато-серого цвета. Из цветных минералов присутствуют биотит и роговая обманка, но последняя содержится в незначительном количестве. Почти повсеместно породы катаклазированы. Минералогический состав гранодиоритов следующий: плагиоклаз (50%), кварц (20%), калиевый полевой шпат (20%), биотит (10%), единичные кристаллы роговой обманки. Акцессорные минералы представлены сфеном и магнетитом. Значительное развитие имеют серые и светло-розовые граниты, которые характеризуются гранитной, реже порфировой структурой и гнейсовидной текстурой. Очень часто наблюдается катакластическая структура. Состоят они из калиевого полевого шпата (45%), плагиоклаза (25%) и кварца (25%). Из цветных минералов присутствуют биотит, реже мусковит, количество которых колеблется от 0 до 10%.

Среди гранитоидов нередко можно наблюдать крупнозернистые пегматоидные и мелкозернистые аплитовидные породы — их жильные дериваты. В. А. Рудником отмечается, что описанные выше породы залегают в гнейсах и кристаллических сланцах саганарской свиты со-

http://jurassic.ru/

гласно, в виде пластообразных и линзообразных тел незначительных размеров (десятки метров). Гранитоиды не имеют резких контактов с вмещающими их породами и как бы постепенно в них переходят. В гранитоидах содержится много ксенолитов, амфиболитов и кристаллических сланцев. По характеру образования В. А. Рудник делит гранитоиды на анатектоидные, метасоматические и магматические.

На протерозойский возраст гранитоидов, выходящих к востоку от Буреинского прогиба, указывают следующие факты. 1. Приуроченность гранитоидов к метаморфическим породам тастахской серии и послойная их инъекция в последние. 2. Более интенсивный катаклаз и милонитизация древних гранитоидов и их жильных дериватов, по сравнению с другими интрузивными образованиями. 3. Аналогичные гранитоиды не оказывают контактового воздействия на синийские образования союзненской свиты и не встречаются среди верхнепротерозойских образований.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузивные образования палеозойского возраста неравномерно распределены на территории Хабаровского края и Амурской области. Они развиты как в пределах Монголо-Охотской складчатой области (от Восточного Забайкалья, через Верхнее Приамурье в Удской край к Западному Приохотью), так и в пределах Буреинского массива и сопредельных районах Среднего Приамурья.

С палеозойскими движениями связано внедрение разнообразных по составу магматических комплексов от ультраосновных до кислых, при резко преобладающем распространении гранитоидов. Наибольшим развитием пользуются магматические образования раннего и позднего палеозоя. По вопросу отнесения группы магматических комплексов к среднему палеозою имеются различные представления.

ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ

Верхнее Приамурье располагается в пределах Монголо-Охотской складчатой области и зоны протерозойского обрамления Алданского щита (Становик-Джугджур). Последняя в Верхнем Приамурье разделяется в свою очередь на две структурно-формационные зоны второго порядка (рис. 55). В одной из них, северной, распространены метаморфические породы, образовавшиеся, по-видимому, в результате метаморфизма миогеосинклинальных толщ иликанской серии, по Ю. П. Рассказову, или становой серии — по Н. Г. Судовикову и А. Н. Неелову. Послепротерозойские магматические образования здесь немногочисленны и представлены главным образом меловыми гипабиссальными интрузиями. Южная зона отличается эвгеосинклинальным обликом метаморфических толщ (усть-гилюйская или урканская серия) и чрезвычайно широким развитием молодых, палеозойских и мезозойских интрузий различного состава, резко преобладающих над протерозойскими породами, а также эффузивов мезозойского возраста. Таким образом, различие между этими структурно-формационными зонами сохранялось и в последующее время. Южная (краевая) зона протерозоид отличается интенсивной активизацией, выраженной здесь в мощной и разнообразной магматической деятельности, которая продолжалась в течение ряда геологических периодов. Эта зона, заключенная между двумя глубинными разломами, названа Янкано-Джелтулинской, по ее главным орографическим элементам — хребтам Янкан и Джелтулинский Становик. К востоку Янкано-Джелтулинская зона, по-видимому, выклинивается при сближении ограничивающих ее глубинных разломов.

http://jurassic.ru/

Две охарактеризованные выше структурно-формационные зоны разделены Тукурингрским глубинным разломом. Он представляет собой полосу шириной в 10—20 *км*, в которой развиты многочисленные субпараллельные разломы и интенсивно проявлены катаклаз, милонитизация, рассланцевание и диафторез.

Палеозойские интрузивные образования располагаются в пределах Южно-Тукурингрской и Тукурингрской зон глубинных разломов (Крас-

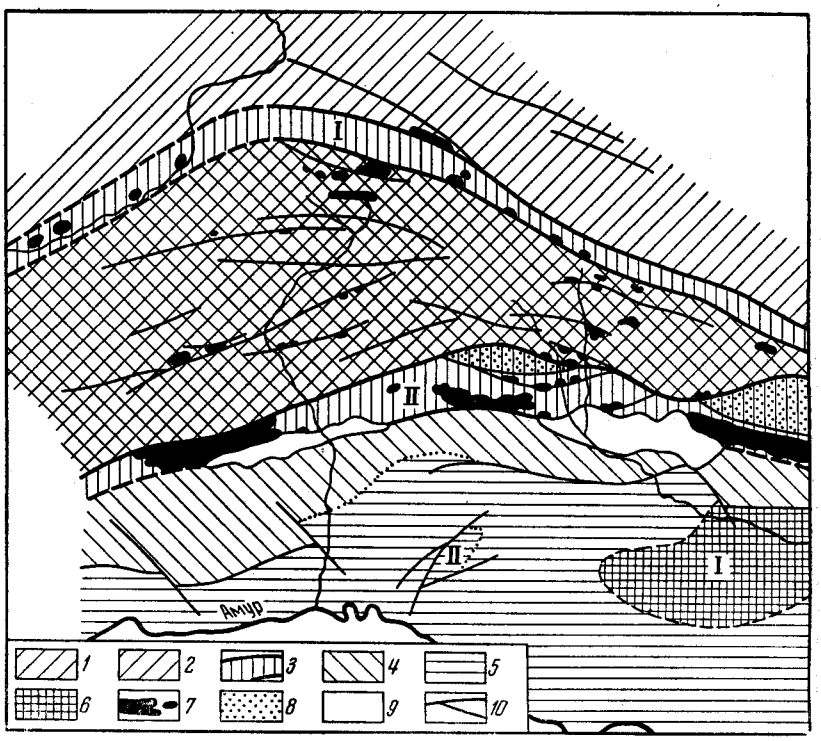


Рис. 55. Схема тектонического строения Верхнего Приамурья и размещения основных и ультраосновных интрузий

Структурно-формационные зоны: *1* — собственно протерозойская, *2* — Янкано-Джелтулинская; *3* — зоны глубинных разломов (I — Тукурингрская, II — Южно-Тукурингрская), *4* — среднепалеозойская; *5* — мезозойская; *6* — тектонические глыбы в пределах мезозойской структурно-формационной зоны (I — Гонжинская, II — Инимская); *7* — интрузии основных и ультраосновных пород; *8* — приразломные грабен-синклинали, выполненные юрскими континентальными отложениями; *9* — депрессии, выполненные палеоген-неогеновыми рыхлыми отложениями; *10* — тектонические разрывы

ный, 1960) и в расположенной между ними Янкано-Джелтулинской зоне протерозоид. В расположенной к югу среднепалеозойской зоне Монголо-Охотской складчатой области палеозойские интрузивы имеются лишь в северной ее части, непосредственно примыкающей к Южно-Тукурингрской зоне глубинных разломов.

Среди палеозойских интрузивных пород выделяются три интрузивных комплекса, различные по составу, возрасту и структурному положению интрузивных тел: комплекс основных и ультраосновных пород, комплекс субщелочных пород и комплекс умеренно кислых и средних пород. К последнему принадлежит серия горных пород от габбро-диоритов до гранитов, но преобладающими типами являются гранодиориты и диориты.

http://jurassic.ru/

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

В комплекс основных и ультраосновных пород объединены две фазы: габброидная и гипербазитовая. Объединение их в один интрузивный комплекс основано на тесной пространственной связи, одинаковом геолого-структурном положении и близости вещественного состава.

Породы первой фазы сравнительно широко распространены и весьма разнообразны. Это прежде всего различные габбро (амфиболовые, пироксеновые, оливиновые) и габбро-нориты, а также габбро-диабазы, габбро-диориты, троктолиты и анортозиты. Кроме того, в составе этой фазы известны в небольшом количестве пироксениты и горнблендиты. Все они связаны между собой переходами и образуют многочисленные промежуточные разности.

Бóльшая часть тел, сложенных габброидами, приурочена к зонам глубинных разломов в виде двух поясов. В них расположены крупные

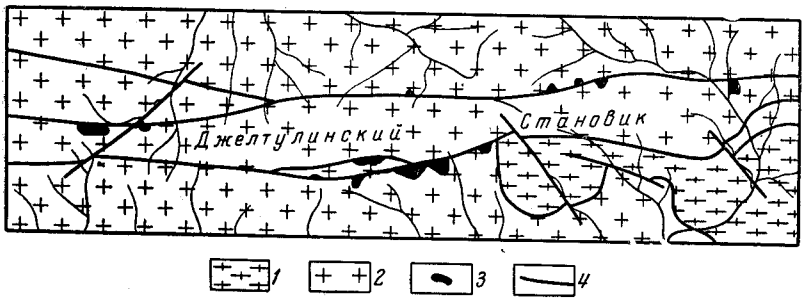


Рис. 56. Схема расположения останцов основных пород в хр. Джелтулинский Становик (по Д. Г. Руденко и М. В. Сухину)

1 — гнейсо-граниты протерозоя; *2* — мезозойские интрузивные и эффузивные породы различного состава; *3* — палеозойские габбро; *4* — тектонические разрывы

массивы основных пород по рекам Уруше, Бол. Омутной, Крестовке, Ирмакиту и Бол. Тынде, массив горы Лукинда; ряд более мелких тел располагается в пределах зон или примыкает к их границам. Вероятным продолжением северного пояса основных интрузий являются массивы долины р. Нюкжи в ее верхнем течении (рис. 55).

В Янкано-Джелтулинской зоне основные породы отчетливо приурочены к дизъюнктивным нарушениям (среднее течение р. Бол. Ольдой, водораздел рек Мал. Уркана и Долохита, бассейны рек Сергачи и Кенгурака и др.) и слагают небольшие тела в метаморфических образованиях протерозоя. Форма этих тел точно не установлена; картируются они обычно как изометричные или вытянутые параллельно разломам штоки. Во многих случаях они были обрезаны разломами при их подновлении. Наконец, иногда габброиды залегают в виде останцов и ксенолитов среди более молодых интрузивных пород, причем и в этом случае они нередко располагаются цепочками, что указывает на связь их с разломами, залеченными впоследствии более молодыми гранитоидами. Наиболее ярким примером может служить цепочка останцов основных пород, протягивающаяся вдоль хр. Джелтулинский Становик (рис. 56).

При общем сходстве вещественного состава габброидов Тукурингрской и Южно-Тукурингрской зон разломов наблюдаются некоторые фациальные различия между ними. В первой из этих зон присутствуют оливинсодержащие породы — оливиновые габбро и троктолиты, а в пределах Южно-Тукурингрской зоны наряду с габбро развиты габбро-диориты.

http://jurassic.ru/

Массивы основных пород имеют сравнительно крутые секущие контакты с вмещающими породами. В тех случаях, где более или менее точно установлена их форма (Лукиндинский массив и массив Сергачи), она оказалась плитообразной с падением в южных румбах. В некоторых случаях наблюдается приуроченность более основных пород — различных габбро — к центральным частям тел, тогда как в периферических их частях преимущественное развитие имеют габбро-диориты и даже диориты.

Наиболее широко развитыми породами описываемой фазы являются пироксен-амфиболовые и амфиболовые габбро. Пироксен-амфиболовые габбро состоят из 40—60% плагиоклаза (лабрадора, иногда андезин-лабрадора), 10—40% моноклинного пироксена (диопсида) и 10—35% обыкновенной роговой обманки. Акцессорные минералы их — сфен, магнетит, ильменит, апатит, хромит. Породам свойственны средне- и крупнозернистые габбровые микроструктуры. В амфиболовых габбро количество обыкновенной роговой обманки составляет 35—60%. Встречаются нередко реликты пироксена, с которым роговая обманка находится в реакционных взаимоотношениях. Иногда в этих породах присутствует в незначительном количестве биотит, содержание его в отдельных случаях увеличивается до нескольких процентов (биотит-амфиболовое габбро). Пироксеновые габбро состоят из примерно равных количеств лабрадора и моноклинного пироксена. В некоторых случаях в пироксеновых и пироксен-амфиболовых габбро встречаются кристаллы ромбического пироксена — гиперстена, в виде исключения — энстатита. Эти породы являются переходными к малораспространенным габбро-норитам, в состав которых входит до 15% гиперстена. В некоторых интрузивных массивах габбро-нориты содержат плагиоклаз более основного состава — битовнит. По структурам и акцессорным минералам все эти разновидности пород близки друг к другу.

Оливиновые габбро состоят из плагиоклаза (45—70%), моноклинного пироксена (от 8—10 до 40%) и оливина (5—20%). Часто в них также присутствуют в небольших количествах ромбический пироксен и роговая обманка. Интенсивное разрушение оливина на дневной поверхности создает пятнистую окраску, служащую отличительным признаком этих пород в поле. Состав плагиоклаза в оливиновых габбро изменяется в широких пределах: от лабрадора № 55 до битовнита № 80. Оливин содержит 15—30% фаялитовой молекулы. Зерна его окружены обычно реакционными каемками пироксенов. В составе этих каемок присутствует гиперстен. В качестве акцессориев в оливиновых габбро установлены только рудные минералы.

При дальнейшем увеличении содержания оливина и исчезновении пироксена оливиновые габбро переходят в троктолиты, обладающие характерной пятнистой окраской («форелленштейн»). Они состоят из 30—80% плагиоклаза и 20—70% оливина. Плагиоклаз принадлежит к битовниту или анортиту, оливин представляет собой форстерит. Структура пород близка к гипидиоморфнозернистой благодаря идиоморфизму оливина по отношению к плагиоклазу. Акцессорные минералы троктолитов — хромит и магнетит, иногда также шпинель.

Анортозиты, малораспространенные среди пород описываемой группы, представляют собой средне- и крупнозернистые породы, состоящие почти из одного битовнита. Это обусловливает их однородную серую или темно-серую окраску в штуфах, отличающую их от других основных пород. Кроме плагиоклаза, в них встречаются иногда оливин, пироксен и роговая обманка. Акцессорные минералы представлены только рудными. Анортозиты имеют обычную для таких пород аллотриоморфнозернистую микроструктуру.

http://jurassic.ru/

Среди габбро-диоритов известны амфиболовые и пироксен-амфиболовые разности, причем первые преобладают. Габбро-диориты состоят из андезина или андезин-лабрадора (50—70%), обыкновенной роговой обманки (20—40%), нередко биотита (до 30%). Встречается в небольшом количестве кварц. Среди акцессорных минералов наряду с обычными для габброидов сфеном, апатитом, магнетитом появляются циркон и ортит. В микроструктуре этих пород сочетаются элементы габбровой и призматически-зернистой.

Габбро-диабазы встречены в небольшом количестве в интрузиях Южно-Тукурингрской зоны глубинных разломов. Они слагают, как правило, периферические части массивов и связаны с габбро постепенными переходами. Это мелкозернистые породы с габбро-офитовой структурой, состоящие из лабрадора (50—60%) и моноклинного пироксена. В некоторых случаях в габбро-диабазах наблюдается кварц-плагиоклазовый микропегматит, составляющий до 20% породы. Такие образования близки к натриевым гранофирам.

Описываемые ультраосновные породы тесно связаны с основными: пироксениты через полевошпатовые пироксениты переходят в габбро, горнблендиты являются по существу крайней разновидностью меланократовых амфиболовых габбро. Пироксениты имеют мелко- и среднезернистую панидиоморфную структуру и состоят из моноклинного пироксена, небольшого количества лабрадора и рудных минералов. Реже встречаются двупироксеновые разности их. Горнблендиты — обычно крупнокристаллические породы мономинерального состава или с некоторым количеством плагиоклаза.

Химический состав различных габбро описываемого комплекса приведен на общей диаграмме состава палеозойских пород (рис. 57). Габбро представляют собой группу основных пород, в общем близко соответствующих средним составам пород ряда оливиновое габбро — габбро — габбро-диорит. Отличием является только повышенное количество полевошпатовой извести и высокое соотношение Na_2O: K_2O, отмеченное в некоторых анализах, причем последняя черта присуща главным образом габбро, развитым в Тукурингрской зоне глубинных разломов. Эти особенности отличают рассматриваемую серию пород от средних типов Р. О. Дэли и в большей степени — от средних составов габбро, приводимых для СССР (Струве, 1940) и Амурской области (Попкова, 1961 и др.).

Вторичные изменения более или менее однообразны во всех описанных породах: соссюритизация и серицитизация, иногда также альбитизация плагиоклаза, серпентинизация оливина, замещение пироксена уралитом, вторичным биотитом, эпидотом, хлоритом и рудным минералом, а роговой обманки — актинолитом и хлоритом. Вторичные изменения сравнительно невелики в большинстве интрузивных тел.

В интрузивах Южно-Тукурингрской зоны разломов подобные вторичные преобразования проявлены очень интенсивно, но здесь они имеют преимущественно наложенный характер и сопровождаются катаклазом и рассланцеванием. Следует отметить, что сходные ассоциации метаморфических минералов (фация зеленых сланцев) характерны и для преобладающей части синийских (?) отложений, вмещающих габбровые интрузии в этой зоне.

На контакте с основными интрузиями в прорванных ими осадочных породах синия (?) происходит перекристаллизация цемента с образованием чешуек хлорита и серицита. Зеленокаменные породы превращаются в биотит-плагиоклазовые или биотит-пироксен-плагиоклазовые роговики с гранобластовой и пойкилитовой микроструктурами. Оророговикование иногда сопровождается пиритизацией.

http://jurassic.ru/

Ко второй фазе рассматриваемого комплекса принадлежат ультраосновные породы — дуниты, перидотиты и серпентиниты. Они развиты исключительно в зонах глубинных разломов (бассейны рек Янкана и Джалинды, гора Лукинда, долина р. Нюкжи). Ультраосновные породы слагают небольшие тела, площадью в немногие квадратные километры, расположенные большей частью внутри габбровых массивов. Тела эти

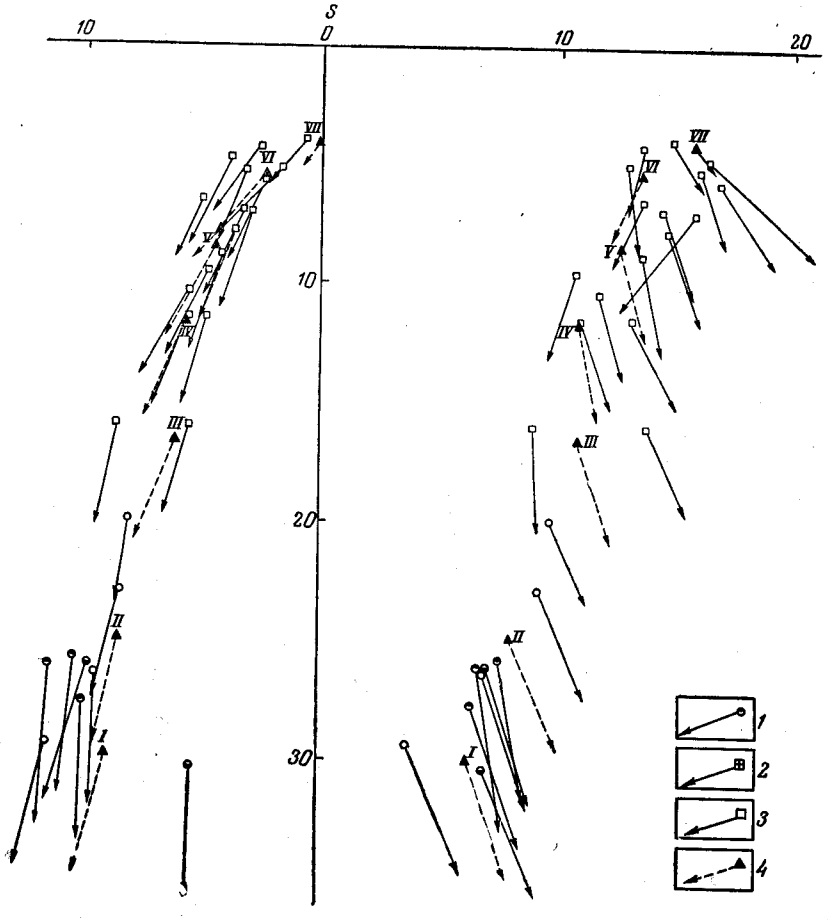


Рис. 57. Диаграмма химического состава палеозойских интрузивных пород

1 — габброиды раннепалеозойского комплекса; *2* — породы I фазы среднепалеозойского комплекса; *3* — гранитоиды II фазы того же комплекса; *4* — средние составы пород, по Дэли: *I* — оливиновое габбро, *II* — габбро, *III* — диорит, *IV* — кварцевый диорит, *V* — гранодиорит, *VI* — гранит всех периодов, *VII* — щелочной гранит

обычно вытянуты в субширотном направлении, параллельно зонам разломов. Интрузивные взаимоотношения ультраосновных пород с габброидами первой фазы установлены в массиве горы Лукинда (Тукурингрская зона глубинных разломов) и менее отчетливо — в районе пос. Соловьевск, в Южно-Тукурингрской зоне.

Дуниты — мелкозернистые массивные породы, состоящие на 90—98% из оливина, близкого к форстериту. Остальные 2—10% объема породы сложены хромитом, в меньшем количестве магнетитом и сульфидами. Структура пород панидиоморфнозернистая. Среди дунитов горы Лукинда встречаются плагиоклазовые дуниты (габбро-дуниты), которые содержат некоторое количество (до 15%) лабрадор-битовнита или

http://jurassic.ru/

битовнита и несколько процентов пироксена. Дуниты серпентинизированы в различной степени — интенсивно, вплоть до образования серпентинитов, в Южно-Тукурингрской зоне разломов, намного слабее, главным образом вдоль трещин, — в Тукурингрской зоне.

Перидотиты известны только в числе интенсивно серпентинизированных ультраосновных пород Южно-Тукурингрской зоны и их первоначальный состав определяется по присутствию бастита, заместившего, по всей вероятности, ромбический пироксен. Серпентиниты сложены хризотилом и антигоритом, реже также серпофитом и баститом; рудные минералы: хромит, магнетит, пирит.

Контактовое воздействие ультраосновных интрузий на вмещающие породы ничтожно. В синийских (?) осадочных отложениях наблюдается незначительная перекристаллизация. Ширина ореола контактового метаморфизма в габброидах не превышает нескольких сантиметров.

Жильные образования комплекса основных и ультраосновных пород представлены немногочисленными маломощными дайками мелкозернистых амфиболовых, иногда также оливиновых габбро, пироксенитов, перидотитов, горнблендитов, микродиоритов и габбро-пегматитов.

Основные породы описываемого комплекса прорывают, по неоднократным наблюдениям, вулканогенно-осадочную толщу синийского (?) возраста и в свою очередь прорваны диоритами, гранодиоритами и гранитами среднепалеозойского интрузивного комплекса. Взаимоотношения этих пород со среднепалеозойскими отложениями не установлены: те и другие образования соприкасаются только по тектоническим нарушениям.

А. И. Самусин, Б. Я. Абрамсон и другие относили габброиды, развитые в Южно-Тукурингрской зоне разломов и близ нее, к упомянутому среднепалеозойскому комплексу в качестве его ранней фазы, ультраосновные же породы считались более древними, почти одновозрастными с вулканогенно-осадочными образованиями синия (?). Ряд фактов противоречит этому представлению. К ним относятся: 1) возрастные взаимоотношения основных и ультраосновных пород; 2) приуроченность к зонам глубинных разломов и к сопровождающим их дизъюнктивным нарушениям; 3) связь с вулканогенно-осадочными образованиями синия (?), которые развиты также в пределах этих зон разломов и обладают чертами спилито-диабазовой формации; 4) близость состава габброидов и пород этой формации и сходный характер их метаморфизма. Все это позволяет сделать предположение о генетической связи данных геологических образований и о принадлежности их к одной и той же офиолитовой группе формаций (Кузнецов, 1958, и др.). Изложение дает основание относить описываемый интрузивный комплекс к синию или раннему палеозою.

Близкие к описываемому комплексу интрузивные образования широко развиты восточнее, в Амуро-Зейском районе.

С интрузиями комплекса основных и ультраосновных пород связаны рудопроявления никеля, кобальта, титаномагнетита и платины.

Породы комплекса субщелочных пород — сиениты и граносиениты — известны только в западной части Верхнего Приамурья, в междуречье Бол. Ольдой — Уруша. Они слагают здесь несколько небольших тел неопределенной формы. Условия залегания их неизвестны.

Многочисленными наблюдениями установлено прорывание этими породами габброидов раннепалеозойского возраста. В свою очередь они прорваны породами описываемого ниже среднепалеозойского интрузивного комплекса (Г. И. Степанов, С. И. Романчук) и триасовыми (?) габбро (Г. И. Степанов). Абсолютный возраст пород комплекса опре-

http://jurassic.ru/

делен в 190—210 млн. лет*. Этот результат не соответствует геологическим данным. Возраст комплекса определяется как среднепалеозойский или еще более ранний. Связь его с другими интрузивными комплексами, структурное положение и место в тектоническом развитии региона остаются неясными.

Характерной чертой описываемых субщелочных пород служит гнейсовидная текстура, необычная для молодых (мезозойских) пород такого типа. Они обладают средне-, редко мелкозернистой, большей частью порфировидной структурой. Микроструктуры их: гипидиоморфнозернистая, реже монцонитовая, иногда гранобластовая.

Сиениты этого комплекса состоят из плагиоклаза (олигоклаз № 18—25), имеющего часто зональное строение (30—60%), микроклина (35—60%), темноцветных минералов — амфибола, реже амфибола и биотита (от 3—4 до 10%). Иногда присутствует также кварц. Акцессорные минералы — сфен и магнетит, в очень небольшом количестве апатит. Плагиоклаз заметно серицитизирован, амфибол интенсивно замещен агрегатом эпидота и хлорита и сохраняется в немногочисленных реликтах; микроклин же, напротив, испытывает лишь слабую пелитизацию.

Граносиениты отличаются от сиенитов более высоким содержанием кварца (8—10, иногда 15%). Изредка количество кварца еще более увеличивается и граносиениты переходят в граниты или плагиограниты. Олигоклазиты сложены на 80—95% олигоклазом, количество микроклина изменяется от 20 до 0%. Резко колеблется и содержание амфибола (0—10%). Состав акцессорных минералов и характер вторичных изменений такой же, как в сиенитах.

С субщелочными породами связаны процессы метасоматоза, наиболее интенсивно проявленные во вмещающих их габброидах и значительно слабее — в самих субщелочных интрузивах. Метасоматически измененные породы развиты на значительных площадях, измеряющихся несколькими десятками квадратных километров. Метасоматоз является в основном калиевым, в небольшой мере наблюдаются местами также альбитизация и окварцевание. Полностью преобразованные породы представляют собой метасоматиты, состоящие из крупных (в несколько сантиметров длиной) метакристов микроклина (70—90%) и мелкозернистого агрегата альбита (Д. Г. Руденко). Наиболее интенсивно замещается плагиоклаз, сохраняющийся иногда лишь в реликтах в виде каемок альбита. Темноцветные и акцессорные минералы, а также вторичный эпидот часто бывают захвачены растущими кристаллами микроклина, но не замещаются им.

Жильные образования комплекса субщелочных пород представлены дайками и апофизами того же состава, дайками микроклиновых аплитов и полевошпатовыми жилами. Мощность и протяженность их незначительны, площадь распространения ограничивается телами субщелочных пород и их экзоконтактами.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии комплекса умеренно кислых и средних пород** развиты в Янкано-Джелтулинской структурно-формационной зоне, преимущественно в ее южной части, и в северной части зоны среднепалеозойских структур Монголо-Охотской складчатой области. Возраст этих интрузий, по геологическим данным, определяется широким интервалом от

* Определения аргоновым методом по валовым пробам. Лаборатория РИАН.

** Верхняя возрастная граница комплекса не может считаться обоснованной. Не исключен позднепалеозойский возраст комплекса.— *Ред.*

http://jurassic.ru/

раннего протерозоя до триаса (?) или юры. Отнесение их к среднепалеозойскому интрузивному комплексу основано на петрографическом сопоставлении. Интрузивы описываемого комплекса часто примыкают с севера и юга к Южно-Тукурингрской зоне глубинных разломов.

В составе комплекса выделяются две интрузивные фазы. К первой из них принадлежат диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, в меньшем количестве — габбро-диориты, вторая фаза представлена гранодиоритами и гранитами. Интрузивные взаимоотношения между этими фазами неоднократно наблюдались разными исследователями. Основанием для объединения их в один комплекс служат тесная пространственная связь интрузий обеих фаз, общность их структурного положения, возрастная близость и закономерная связь их вещественного состава, присутствие некоторых типов пород в той и другой фазах.

Породы среднепалеозойского интрузивного комплекса слагают массивы, площадь которых измеряется десятками и иногда сотнями квадратных километров, а также многочисленные останцы и ксенолиты среди мезозойских интрузивных образований. Наиболее крупные массивы располагаются в средних течениях рек Уруши и Бол. Омутной, в нижнем течении р. Мал. Ольдой, на правобережье р. Джалинды и в других местах. Большинство массивов имеют удлиненные очертания и расположены параллельно общему простиранию структур региона. Такие же простирания имеют и наблюдающиеся нередко в интрузивах первой фазы первичные структуры течения — плоско параллельная ориентировка шлиров и ксенолитов, полосчатость, изредка трахитоидность. В интрузивах, залегающих среди толщ синия (?) и среднего палеозоя, первичные структуры ориентированы согласно складчатости.

В зоне среднепалеозойских структур интрузивы комплекса умеренно кислых и средних пород располагаются в северном крыле синклинория — основной структуры этой зоны и редки в его центральных частях. Они примыкают к глубинным разломам или залегают в осевых частях антиклиналей (среднее течение р. Уруша, левобережье р. Мал. Ольдой в ее низовьях).

Породы описываемого комплекса прорывают синийские (?), нижне- и среднедевонские (эйфельские) отложения. Верхняя возрастная граница комплекса определяется (Г. Ф. Олькин и др.) нахождением гальки гранитов второй его фазы в базальных конгломератах типаринской свиты раннекаменноугольного возраста (нижнее течение р. Уруши). Абсолютный возраст пород комплекса определен * в 185—220 млн. лет, 250 и 340 млн. лет (для пород, развитых в бассейне р. Амазара). Последняя цифра соответствует геологическим данным.

Наиболее распространенные среди пород первой фазы диориты и кварцевые диориты представляют собой средне- и крупнозернистые массивные породы. Характерной их чертой служит зеленоватая или серовато-зеленая окраска полевых шпатов. Эти породы обладают аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой, в диоритах — часто призматически-зернистой микроструктурой. Изредка наблюдается протокластическая микроструктура. Диориты и кварцевые диориты состоят из плагиоклаза, андезина до № 40 (50—70%), обыкновенной роговой обманки (от 5 до 25—30%, в редких случаях до 40%), биотита (от 5 до 20%), кварца (от 0 до 15—20%), иногда также калиевого полевого шпата в единичных зернах, реже в количестве 3—5% (в кварцевых диоритах). Плагиоклаз обычно интенсивно соссюритизирован и серицитизирован. По роговой обманке развивается хлорит, иногда нацело

* Анализ проводился аргоновым методом по валовым пробам в лаборатории РИАН.

http://jurassic.ru/

замещая ее зерна. Гораздо реже она замещается уралитом. Акцессорные минералы: сфен, апатит и рудный минерал.

Гранодиориты также довольно часто встречаются среди пород первой фазы. Среди них преобладают биотит-амфиболовые разности. Они содержат 40—60% плагиоклаза (олигоклаз или кислый андезин), до 25% кварца и до 20—25% калиевого полевого шпата. Темноцветные минералы составляют 10—30% объема породы. В числе акцессорных минералов наряду со сфеном, апатитом и рудными минералами присутствуют циркон и ортит.

Менее распространенным типом пород являются габбро-диориты, которые отличаются более темной, иногда черной окраской. В их состав входят от 40 до 60% плагиоклаза (основной андезин), 55—60% обыкновенной роговой обманки и иногда несколько процентов кварца. Плагиоклаз габбро-диоритов нередко нацело замещен вторичными минералами. Роговая обманка интенсивно хлоритизирована, реже уралитизирована. Акцессорные минералы: сфен, апатит и рудный минерал.

Гранодиориты второй интрузивной фазы также представляют собой средне- и крупнозернистые равномернозернистые, реже порфировидные массивные породы. В них наряду с обычными зеленоватыми или зеленовато-серыми полевыми шпатами находятся розовые (калиевые) полевые шпаты. Микроструктура их гипидиоморфнозернистая или гранитовая. Гранодиориты состоят из кислого андезина (30—50%), калиевого полевого шпата (10—25%), кварца (20—30%), обыкновенной роговой обманки (5—10%) и биотита (10—15%). Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, рудный минерал, иногда ортит. Породообразующие минералы заметно изменены.

Минералогический состав гранитов испытывает значительные колебания. В большинстве случаев количества калиевого и кальциево-натриевого полевых шпатов примерно равны или первый несколько преобладает, но нередки существенно плагиоклазовые разновидности их, вплоть до плагиогранитов, не содержащих калиевого полевого шпата. Породы второй из этих групп встречаются преимущественно в Янкано-Джелтулинской структурно-формационной зоне. Содержание кварца в гранитах 20—35%, темноцветных минералов (роговая обманка и биотит) 5—10%. Состав акцессорных минералов и характер вторичных изменений не отличаются от наблюдаемых в гранодиоритах.

По химическому составу породы описываемого комплекса представляют собой единую серию, отвечающую ряду диорит — кварцевый диорит — гранодиорит — гранит (рис. 57). Наиболее кислые породы этой серии разделяются на две «ветви». Одна из них соответствует нормальному граниту (средний состав гранита всех периодов, по Дэли), а вторая представлена плагиогранитами и плагиогранодиоритами — породами с высоким содержанием щелочей, но с обычным для гранитов количеством извести. Отличительной чертой последних служит также пересыщенность глиноземом. Анализы пород этой группы относятся к Янкано-Джелтулинской структурно-формационной зоне, тогда как нормальные граниты развиты главным образом к югу от нее, в Монголо-Охотской складчатой области. Здесь же встречены породы, близкие к щелочным гранитам, два анализа которых приведены на диаграмме. Они служат отчасти связующим звеном между двумя группами гранитов.

Жильные образования комплекса немногочисленны, хотя и разнообразны. Среди них известны лейкократовые и биотитовые граниты, мелкозернистые диориты, спессартиты, аплиты, пегматиты и габбро-пегматиты. Присутствие спессартитов, подобных широко развитым раннемеловым породам этого типа, в составе среднепалеозойского комплекса доказывается прорыванием их биотитовыми гранитами юрского

http://jurassic.ru/

возраста (С. А. Иванов). Мощность даек и жил измеряется сантиметрами и долями метра, иногда достигает 1—2 *м*.

В осадочных и вулканогенно-осадочных породах синия (?) и среднего палеозоя у контактов со среднепалеозойскими интрузиями возникают зоны ороговикования шириной от нескольких сотен метров до 1 *км*. В осадочных породах образуются биотитовые или мусковит-биотитовые (по кварцитам) роговики. В последних наблюдается в некоторых случаях турмалин. Известняки превращаются в мраморы, содержащие иногда мелкие зерна диопсида и волластонита. Роговики по синийским (?) вулканогенным породам имеют эпидот-актинолитовый состав. Залегающие в экзоконтактах изверженные породы испытывают лишь незначительное окварцевание.

АМУРО-ЗЕЙСКИЙ РАЙОН

В Амуро-Зейском районе интрузивные породы палеозойского возраста по времени проявления теснейшим образом связаны с основными эпохами палеозойского диастрофизма в пределах Монголо-Охотской складчатой области. Можно наметить две такие эпохи: одну в раннем и другую — в позднем палеозое. Первая охватывает промежуток времени от среднего кембрия (включительно) до силура, вторая — от среднего карбона (включительно) до конца палеозоя. Именно к этим промежуткам времени и приурочены наиболее интенсивные проявления магматической деятельности. Несмотря на это, структурная позиция раннепалеозойских и позднепалеозойских интрузий несколько отлична. Если первые из них часто слагают обширные батолитообразные тела, то вторые преимущественно образуют сравнительно мелкие массивы, вероятно, фиксирующие зоны крупных разломов, возникших в период складчатости.

В западной части Амурской области намечается несогласие внутри среднего палеозоя: между верхним девоном и нижним карбоном.

К среднепалеозойским интрузивным образованиям, возможно, следует относить Пиканскую интрузию, контролируемую Южно-Тукурингрским глубинным разломом.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Раннепалеозойские интрузивные породы на рассматриваемой территории распределены неравномерно. Представляется, что роль их в геологическом строении региона заметно возрастает при движении с запада на восток, в сторону Буреинского массива.

Среди раннепалеозойских интрузий выделяются: 1) ультраосновные и основные породы; 2) диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро; 3) граниты, плагиограниты и гранодиориты. Ввиду пространственной разобщенности взаимоотношения между перечисленными интрузиями в ряде случаев определяются лишь на основании косвенных данных.

Ультраосновные и основные породы имеют крайне ограниченное распространение. На этой территории они слагают всего три относительно небольших массива. Один из них — Депский расположен на правобережье р. Зеи, напротив устья р. Деп, другой — в бассейне р. Дуте и третий — в бассейне р. Гари 2-й.

Достаточно веских геологических критериев для уточнения возраста их в настоящее время нет. Известно лишь, что они перекрываются верхнеюрскими осадочными отложениями и повсеместно интенсивно изменены.

http://jurassic.ru/

Массивы на реках Зее и Дуте представлены серпентинитами, в массиве же, расположенном в бассейне р. Гари 2-й, преобладают основные породы при подчиненном значении серпентинитов. Депский массив площадью 12 *км*² выходит на поверхность в ядре антиклинальной складки на площади развития верхнеюрских отложений. В основании налегающих верхнеюрских отложений Е. Е. Краснянской наблюдались брекчиевидные породы, иногда с галькой, сцементированные продуктами разрушения серпентинитов.

Серпентиниты представляют собой жирные на ощупь темно-зеленые или зеленые массивные породы с шелковистым блеском, местами в них отмечаются миллиметровые прожилки асбеста, кварца и кальцита. Структура серпентинитов бластопорфировая и брекчиевидная с решетчатой и петельчатой основной массой. Кроме серпентина, в них встречаются реликтовые зерна ромбического пироксена и хромит. Л. М. Саяпина предполагает, что серпентиниты образовались в результате изменения перидотитов и пироксенитов.

Массив на р. Дуте имеет несколько меньшие размеры, но по составу слагающих его пород не отличается от Депского.

Своеобразен Гарьский массив площадью 100 *км*², выходящий на поверхность в тектоническом блоке в нижнем течении р. Гари 2-й. Он имеет клиновидную форму и вытянут в субмеридиональном направлении. С окружающими его нижнепротерозойскими гнейсами и нижнепалеозойскими гранитами он соприкасается по крупным разрывным нарушениям и только на юге перекрыт верхнеюрскими отложениями ураловкинской свиты. Основные и ультраосновные породы в пределах массива настолько интенсивно рассланцованы и изменены, что первичный состав их угадывается только по реликтовым минералам. Нередко они целиком состоят из вторичных минералов. По основным породам, вероятно габбро-диоритам, образуются зеленые серицит-хлорит-эпидотовые, кварц-эпидот-хлоритовые и другие сланцы, содержащие лишь реликтовые зерна плагиоклаза и пироксена. Ультраосновные породы превращены в серпентиниты и тальковые породы. И те и другие довольно часто окварцованы. Судя по продуктам изменения, в массиве преобладали основные породы.

Диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро. Наиболее характерными породами этой интрузии, возможно интрузивного комплекса, являются диориты и кварцевые диориты. Реже среди них встречаются габбро-диориты, габбро, гранодиориты и очень редко плагиограниты, горнблендиты и серпентиниты. Этими породами сложена крупная трещинная Пиканская интрузия на южных отрогах хребтов Тукурингра, Соктахана и Джагды и несколько крупных массивов в бассейнах рек Гари и Мамына. Несмотря на разобщенность в пространстве Пиканской интрузии и массивов в бассейнах рек Гари и Мамына, большинство исследователей рассматривают их в настоящее время как производные одной фазы раннепалеозойской интрузивной деятельности. При этом имеется в виду, что породы обладают сходным вещественным составом и примерно одинаковой степенью измененности.

Перечисленные выше породы нередко связаны между собой постепенными переходами через промежуточные разности и, по мнению большинства исследователей (Н. П. Саврасов, Д. А. Кириков, Ю. А. Мамонтов и др.), является результатом дифференциации интрузии в период ее становления. Тем не менее интенсивная дислоцированность пород довольно часто не позволяет установить истинные взаимоотношения между некоторыми разностями их и, следовательно, отрицать возможность многофазного формирования интрузии. На это, в ча-

http://jurassic.ru/

стности, указывают наблюдения В. В. Шиханова в бассейне р. Аллы, где жилы мелкозернистых габбро пересекают более крупнозернистые габбро и содержат в себе ксенолиты последних.

Вопрос о возрасте этой интрузии в настоящее время представляется в достаточной степени сложным. Достоверно известно лишь, что она прорывает и метаморфизует синийские образования. Несмотря на то, что пиканские диориты непосредственно соприкасаются с фаунистически охарактеризованными отложениями девона, истинные взаимоотношения между ними не установлены, так как контакт всюду тектонический. Контактового воздействия диоритов на девонские породы также не замечено. Поэтому при определении возраста интрузии до настоящего времени принимаются во внимание материалы А. З. Лазарева и А. А. Кириллова, первый из которых в отложениях силура с фауной нашел гальку пиканских диоритов, а второй — в бассейне р. Гари наблюдал эруптивный контакт с прорывающими их нижнепалеозойскими мусковитовыми гранитами. Эти наблюдения в последние годы рядом геологов подвергаются сомнению.

Общепринятой точки зрения на возраст описываемой интрузии не существует. Обычно при определении его становление интрузии связывают со временем заложения Южно-Тукурингрского глубинного разлома, который, по мнению большинства исследователей (Д. А. Кириков, Н. П. Саврасов и др.), существует с раннего палеозоя.

Южно-Тукурингрский глубинный разлом контролирует Пиканскую интрузию на протяжении более 200 *км*. Последняя простирается в виде сравнительно узкой полосы шириной 4—10 *км* в северо-западном, близком к широтному, направлении от р. Дугды на востоке до р. Мал. Тынды на западе. С вмещающими породами в большинстве случаев она имеет тектонические контакты. Эруптивный контакт ее наблюдался Ю. П. Рассказовым с синийскими (?) отложениями в бассейне р. Икана и р. Тынды — Ю. А. Мамонтовым.

Преобладающая часть пород интрузии обладает полосчатой текстурой, обусловленной, с одной стороны, формированием ее в зоне разлома, а с другой — интенсивными катаклазом и милонитизацией, наложенными в последующее время. Все породы имеют зеленую окраску разных оттенков. По величине зерна различаются средне-, крупно- и реже мелкозернистые породы. Последние иногда образуют мелкие жилы.

Минеральный состав наиболее распространенных пород довольно прост. В большинстве случаев как главные породообразующие минералы в них входят плагиоклаз и роговая обманка. В кислых разностях в небольшом количестве появляется кварц, редко биотит, в основных — пироксен.

В диоритах содержание роговой обманки колеблется от 30 до 45%, плагиоклаза — основного андезина от 55 до 65%, кварца от 0 до 5%. В кварцевых диоритах количество роговой обманки уменьшается до 15—20%, и соответственно увеличивается роль плагиоклаза (60—70%), кварца (10—15%). Изредка встречается биотит (до 5%). Структура гипидиоморфнозернистая или призматически-зернистая, почти всегда с элементами бластовой и катакластической.

В габбро, состоящих главным образом из плагиоклаза (40—50%) и роговой обманки (50—60%), встречаются реликтовые зерна пироксена и иногда оливина. Структура их габбровая. Габбро-диориты являются промежуточными породами между габбро и диоритами как по структуре, так и по минеральному составу. Акцессорные минералы во всех породах представлены апатитом, магнетитом и сфеном.

http://jurassic.ru/

Весьма характерными являются вторичные изменения пород. Почти повсеместно плагиоклазы в них нацело разложены и замещены соссюритом. По роговой обманке развиваются хлорит и актинолит.

Как уже указывалось, очень редко в интрузии встречаются горнблендиты и серпентиниты. Первые представляют собой мономинеральную породу, состоящую из роговой обманки, иногда с незначительной примесью измененного плагиоклаза, вторые — состоят из серпентина и рудного минерала (магнетит, хромит — ?). Единичные реликтовые зерна оливина, моноклинного пироксена и плагиоклаза в серпентинитах позволяют предполагать, что они образовались по оливиновым габбро или перидотитам. О наличии в интрузии анортозитов указывает Д. А. Кириков. Они состоят из основного плагиоклаза, местами заметно альбитизированного. В промежутках между зернами и по трещинкам развивается вторичный кварц.

В зонах рассланцевания и милонитизации, которые в пределах интрузии являются довольно обычными, диориты и габбро нередко превращены в альбит-хлорит-актинолитовые, кварц-хлорит-актинолит-альбитовые, альбит-актинолитовые и другие сланцы. Мощность таких зон достигает местами 1,5—2 *км* (бассейн р. Аблюкун). Переходы от подобных пород к диоритам и габбро в большинстве случаев постепенные и происходят через промежуточные разности.

Сравнительно крупные массивы очень похожих по составу и сравнимых по возрасту пород установлены буровыми и геофизическими работами в бассейнах рек Гари и Мамына (М. В. Сухин) под покровом рыхлых неоген-нижнечетвертичных отложений. Самые крупные из них Имчиканский и Квинтиканский массивы вытянуты в северо-восточном направлении и занимают площадь по 200—250 *км*^{2} каждый, при ширине 8—10 *км*. Мелкие массивы площадью в несколько десятков квадратных километров установлены в нижнем течении р. Быки, юго-восточнее Гаринского месторождения железа и в других местах. На поверхности они обнажаются в приустьевой части рек Гари и Мамына.

В массивах преобладают главным образом кварцевые диориты и диориты. Габбро имеют подчиненное значение. Минеральный состав их ничем существенно не отличается от аналогичных пород в Пиканской интрузии. Так же, как и в последней, преобладают интенсивно измененные породы. На контакте с вмещающими синийскими (?) сланцами они приобретают мелкозернистую структуру, а в экзоконтакте образуют пластовые дайки.

Судя по химическим анализам пород Пиканской интрузии, результаты пересчета которых видны на рис. 58, они соответствуют средним породам, занимая промежуточное положение между кварцевым диоритом и габбро. От среднего диорита по Дэли они, как правило, отличаются более значительным содержанием натрия.

Контактовый метаморфизм, связанный с нижнепалеозойскими диоритами и габбро, крайне неравномерен и в большинстве случаев проявлен слабо. Вблизи контакта с интрузией сланцы синия, уже регионально метаморфизованные, испытывают окварцевание и пиритизацию. Изредка в них наблюдаются новообразования биотита и граната. Однако местами степень метаморфизма сланцев повышается и они переходят в андалузитовые роговики (М. С. Нагибина). Карбонатные породы превращены в мраморы, а на отдельных участках в скарны. Мощность контактово-измененных пород невелика — несколько десятков, редко сотен метров.

Граниты, плагиограниты и гранодиориты. Раннепалеозойские гранитоиды занимают обширные пространства в бассейнах рек Гари и Мамына. Несмотря на разобщенность отдельных выходов,

http://jurassic.ru/

на поверхности отчетливо видно, что они являются составными частями единого очень крупного массива, перекрытого палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями и прорванного позднепалеозойскими и мезозойскими интрузиями. Как показали буровые работы, от-

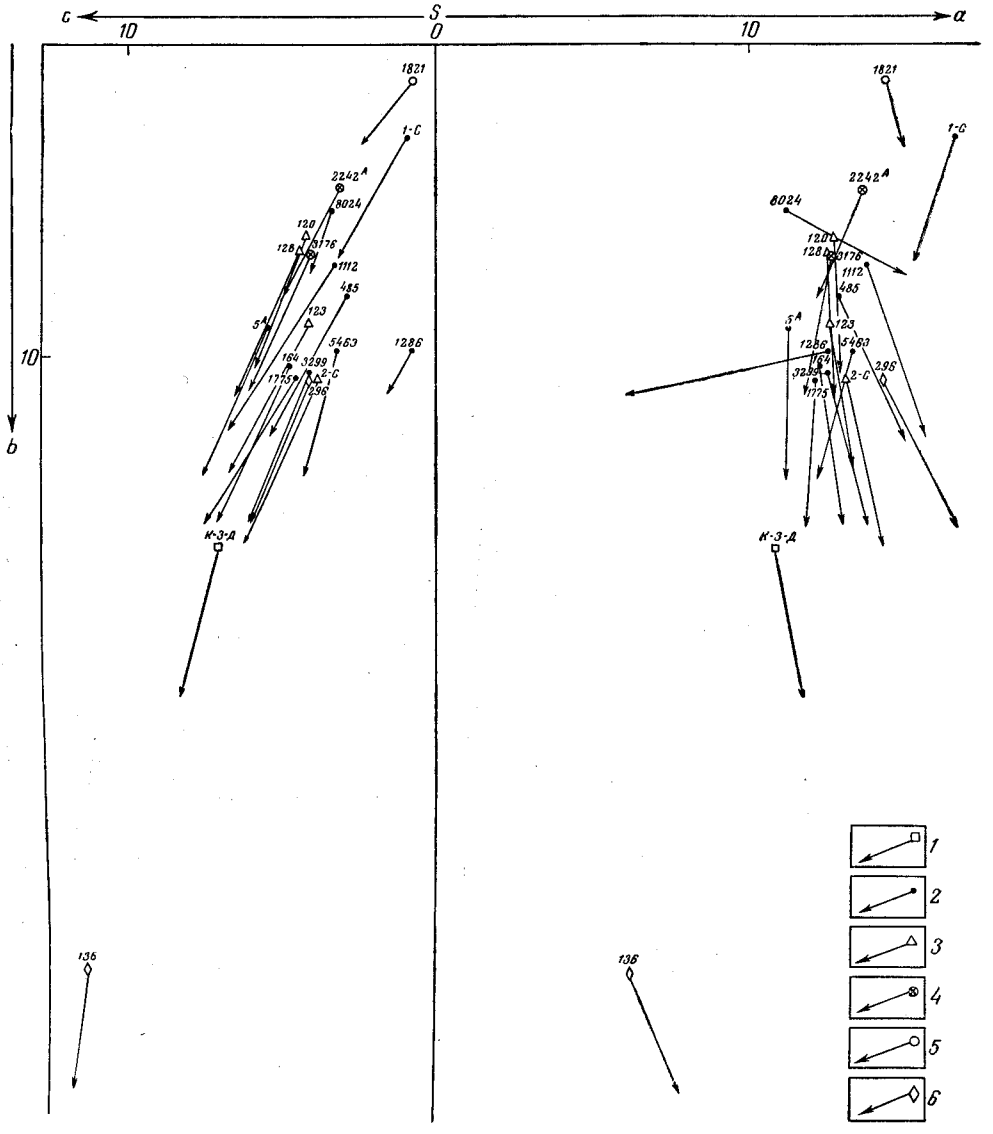


Рис. 58. Диаграмма химического состава мезозойских интрузивных пород восточных районов Верхнего Приамурья.

Раннемеловые интрузии: *1* — диориты I фазы; *2* — граниты, гранодиориты, кварцевые диориты II фазы; *3* — гранодиориты III фазы; *4* — гранодиорит-порфиры IV фазы; *5* — лейкократовые граниты (позднемеловые интрузии V фазы; *6* — кварцевые диориты, габбро

дельные изолированные поля гранитоидов нередко соединяются между собой под покровом рыхлых неоген-нижнечетвертичных отложений. Наиболее крупные поля их известны в верховьях рек Мамына (1800 *км*^{2}) и Гари (1000 *км*^{2}). Менее крупные, площадью в несколько сотен квадратных километров — по р. Джелтулаку, в верховьях р. Пикана, по р. Тынок и в других местах. Гранитоиды, обнаженные по

http://jurassic.ru/

р. Тынок, буровыми скважинами прослежены под чехлом кайнозойских отложений до р. Имчикана более чем на 50 *км*. Таким образом, общая площадь, занимаемая гранитоидами под рыхлыми отложениями, составляет здесь также не менее 1500 *км*^{2}.

Раннепалеозойские гранитоиды прорывают условно синийско-кембрийские отложения и раннепалеозойские диориты, которые сохранились в них в виде ксенолитов и довольно крупных остатков кровли. В свою очередь они перекрываются силурийскими и девонскими образованиями. В среднем течении р. Мамына Б. М. Штемпель на размытой поверхности плагиогранитов наблюдал залегание базальных слоев силура, а в бассейне р. Норы в силурийских конгломератах В. В. Онихимовским была обнаружена их галька. Подобные же взаимоотношения, но уже с девонскими отложениями отмечены В. Ф. Зубковым в верховьях р. Инкана, где на гранитах с аркозовым контактом залегает мощная пачка гравелитов. Выше по разрезу эти отложения содержат фауну среднего девона. Абсолютный возраст раннепалеозойских гранитоидов из района прииска Октябрьского, определенный калий-аргоновым методом по биотиту (без поправки на воздушный аргон), оказался равным 422 и 495 млн. лет.

Преобладающими в интрузии породами являются различные граниты, реже встречаются гранодиориты. По содержанию темноцветных минералов граниты разделяются на биотитовые, роговообманково-биотитовые, биотитово-роговообманковые и роговообманковые. Существенная роль среди них принадлежит плагиогранитам, широко распространенным в верховьях р. Гари и в бассейне р. Тынок. Все эти разновидности связаны между собой постепенными переходами и четких границ не имеют.

Внешний облик гранитов весьма специфичен. Это желтовато-серые, серые, розовато-серые крупно-, реже среднекристаллические породы, как правило, в той или иной степени гнейсовидные, сравнительно редко порфировидные. Характерной особенностью их является повсеместно проявленный катаклаз.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, бластогранитовая, гранобластовая, катакластическая и иногда цементная. Минеральный состав варьирует в широких пределах. Количество плагиоклаза (олигоклаз № 18—25) колеблется от 25 до 50%, калиевого полевого шпата (микроклин, микроклин-пертит) от 20 до 45%, кварца от 20 до 35%, биотита от 3 до 7—8%, роговой обманки от единичных зерен до 5—6%. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом, иногда встречаются сфен и ортит. Характерно, что вследствие бластеза мелкие чешуйки биотита нередко образуют кучечные скопления. Плагиоклазы интенсивно серицитизированы, по калиевому шпату развивается пелит, темноцветные минералы замещаются хлоритом и эпидотом.

Вблизи контактов с вмещающими сланцами граниты обогащаются темноцветными минералами, особенно биотитом, содержание которого достигает 15%. Там же чаще всего наблюдаются и порфировидные граниты. В районе прииска Октябрьского (Е. И. Бондаренко) ширина такой эндоконтактовой оторочки колеблется от 0,5 до 0,8 *км*.

Плагиограниты отличаются от обычных гранитов только иным соотношением породообразующих минералов. В их состав входят: плагиоклаз (45—50%), кварц (30—35%), калиевый полевой шпат (0—10%), роговая обманка (5—10%), биотит (0—5%) и магнетит (до 1%).

С гранитоидами генетически связываются жилы аплитов, пегматитов и мелкозернистых гранитов с турмалином. Протяженность жил невелика и не превышает обычно нескольких десятков метров. Мощность колеблется в пределах первых метров.

http://jurassic.ru/

Кроме обычных для этой интрузии гранитов и плагиогранитов, в пределах ее распространения известны гранодиориты, кварцевые диориты и сиениты. Взаимоотношения их с типичными нижнепалеозойскими гранитоидами не установлены, но по степени и характеру вторичных изменений, по составу, структуре и даже по внешнему облику они весьма близки к ним.

Гранодиориты и кварцевые диориты образуют довольно крупный массив (300—400 *км*²) в бассейне р. Полуночки, вытянутый в северо-восточном направлении. На северо-западе по разлому они соприкасаются с нижнепалеозойскими роговообманково-биотитовыми гранитами, на юге перекрываются неоген-нижнечетвертичными рыхлыми отложениями. На левобережье р. Инкана на них залегают девонские гравелиты.

Так же, как и граниты, гранодиориты и кварцевые диориты имеют серую, светло-серую, редко розовато-серую окраску и крупно- или среднезернистое сложение. Иногда они порфировидны. Минеральный состав их: плагиоклаз (основной олигоклаз — андезин) 50—60%, калиевый полевой шпат 5—10%, кварц до 25—30%, роговая обманка 20—25%, биотит 5—10%, циркон, рудный минерал. Структура гипидиоморфнозернистая, призматически-зернистая, бластогранитовая до гранобластовой.

Сиениты в рассматриваемом районе установлены только в нижнем течении р. Тынок, где они слагают три изолированных друг от друга выхода (0,5—2 *км*²) среди раннепалеозойских плагиогранитов. Это розовато-серые или серые крупнокристаллические породы, состоящие из калиевого полевого шпата (68%), роговой обманки (17,5%), плагиоклаза (11%), кварца (3,5%) и акцессорных минералов. Структура гипидиоморфнозернистая. По химическому составу они близки к среднему сиениту (по Дэли), отличаясь от него низким содержанием магния и повышенным железа и натрия.

Одинаковая степень катаклаза с вмещающими гранитами позволяет рассматривать сиениты как фациальную разновидность последних или очень близкую к ним по времени образования самостоятельную интрузию.

Раннепалеозойские гранитоиды довольно часто обнаруживают признаки воздействия калиевого метасоматоза, что проявляется в замещении плагиоклазов и темноцветных минералов решетчатым микроклином. На участках интенсивного проявления метасоматоза содержание микроклина в породах достигает 65—70%. Плагиоклазы сохраняются лишь в виде резорбированных зерен внутри микроклина. От первичных калиевых полевых шпатов последний отличается исключительной «свежестью» и отсутствием в нем продуктов вторичного изменения. Нередко микроклинизированные породы приобретают грубозернистый, порфировидный облик. Размеры отдельных кристаллов микроклина достигают 2—3 *см* в поперечнике.

В окрестностях прииска Октябрьского, по ключам Быстрому и Меньшикову площадь, занимаемая такими породами, составляет несколько квадратных километров.

Преобладающая часть раннепалеозойских гранитоидов (см. рис. 58) по химическому составу близка к среднему «послекембрийскому граниту» по Дэли. Некоторые из них в отличие от последних относятся к породам нормального ряда. По сравнению со «средним гранитом» раннепалеозойские граниты имеют несколько меньшее содержание магния, а небольшое содержание темноцветных минералов и повышенное — калия в известной степени приближает их к аляскитам. Преобладание калия над натрием (в весовом отношении), веро-

http://jurassic.ru/

ятно, обусловлено широко проявленным в этих породах калиевым метасоматозом.

На вмещающие породы раннепалеозойские гранитоиды оказывают интенсивное контактовое воздействие. Синийские сланцы на контакте с ними превращаются в андалузит-ставролитовые роговики. Диориты нередко пронизаны сетью кварцевых прожилков и пиритизированы. Сами граниты на контакте с более древними породами иногда грейзенизированы. В районе Имчиканского железорудного месторождения ширина зоны грейзенизации достигает 100 *м*.

Своеобразные изменения наблюдаются в синийских сланцах вблизи небольшого тела (30—60 *км*²) раннепалеозойских гранитов в бассейне р. Арби, где ороговикование сопровождается интенсивной магматизацией. Ширина полосы мигматитов вокруг массива составляет около 2 *км*. Степень мигматизации убывает по мере удаления от контакта. Жильный материал имеет кварц-полевошпатовый и кварцевый состав с примесью биотита. Непосредственно у контакта с гранитами сланцы сохраняются только в виде «пунктирных полос»; морфологически эти мигматиты напоминают теневые. Вместо серицита, характерного для неизмененных пород синийского комплекса, в них появляются мелкочешуйчатый биотит и мусковит. Увеличивается количество кварца. На основании этого можно предполагать, что в данном случае инъекция магматического материала в породы субстрата тесно переплеталась с процессом метасоматоза.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузивные породы позднепалеозойского возраста распространены главным образом в нижнем течении р. Зеи, в прибрежной части р. Амура и на левобережье р. Уркана. Наиболее крупные массивы их тяготеют к окраинам Буреинского массива либо к окраинам допалеозойского Гонжинского выступа. Формирование позднепалеозойских интрузий, судя по имеющемуся фактическому материалу, происходило в несколько фаз. В порядке последовательности образования выделены интрузии следующих трех фаз: 1) диориты и кварцевые диориты; 2) граниты, гранодиориты и кварцевые диориты; 3) лейкократовые и аляскитовые граниты.

Диориты и кварцевые диориты. С ранней фазой позднепалеозойской магматической деятельности связана интрузия диоритов и кварцевых диоритов, развитых в нижнем течении р. Зеи. Эти породы, по М. В. Сухину, слагают мелкие штокообразные тела (1—2 *км*²) в среднем течении р. Мал. Чукан, в приустьевой части р. Джуркан и на правобережье р. Зеи, ниже с. Калашникова. В среднем течении р. Мал. Чукан диориты прорывают силурийские песчаники, а в долине р. Джуркан сами прорываются позднепалеозойскими биотитово-роговообманковыми гранитами второй фазы.

В большинстве случаев для диоритов характерны зеленовато-серая окраска и крупно- или среднезернистое сложение. Кварцевые диориты в отличие от них чаще имеют серую и даже розовато-серую окраску. Структура в тех и других обычно гипидиоморфнозернистая, иногда (в диоритах) призматически-зернистая. Диориты состоят из плагиоклаза (андезина) и подчиненного количества роговой обманки. В кварцевых диоритах количество породообразующих минералов подвержено значительным колебаниям и иногда они по своему составу приближаются к гранодиоритам. Минеральный состав их: плагиоклаз № 21—30 (35—58%), роговая обманка (10—24%), биотит (7—10%), кварц (10—25%), калиевый полевой шпат (7—15%); акцессорные — сфен, магне-

http://jurassic.ru/

тит. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, эпидотом и вторичным биотитом (по роговой обманке). Иногда вследствие полного замещения роговой обманки биотитом они превращаются в биотитовые разности (устье р. Бол. Джуркан).

Контактовые изменения в породах, вмещающих диориты и кварцевые диориты, весьма значительны. Песчаники вблизи контакта интенсивно ороговикованы. Непосредственно у него они рассечены сетью мелких кварцевых прожилков и обогащены магнетитом. На контакте диоритов и кварцевых диоритов с известняками образуется маломощная (10—15 *см*) зона скарнированных пород, сложенная роговой обманкой, пироксеном, кальцитом и кварцем. В некотором удалении от контакта известняки превращены в мраморы.

Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты. Гранодиориты второй фазы позднепалеозойской интрузивной деятельности имеют сравнительно ограниченное распространение. Наиболее крупные тела их известны вблизи Гонжинского выступа и Буреинского массива. К северо-востоку от Гонжинского выступа в бассейне р. Тынды они занимают площадь более 400—500 *км*^{2}, а в долине р. Зеи, ниже пос. Чагоян — около 300 *км*^{2}. Кроме того, выходы этих гранитов из-под кайнозойских отложений известны по левому берегу Амура между селами Кузнецово и Ермаково, у устья р. Каменушки, в верховьях р. Богданихи и т. д. Последние, вероятно, могут указывать на возможное значительное развитие их под покровом рыхлых осадков.

В бассейне р. Уркана (против устья р. Тынды) и по р. Амуру у с. Сухотино интрузия прорывает отложения ольдойской свиты. Верхняя возрастная граница ее точно не установлена. Известно лишь, что на левобережье р. Уркана (против пос. Бургали) на ней залегают грубозернистые песчаники депской свиты, а в береговых обнажениях р. Тынды в перекрывающих ее нижнемеловых туфобрекчиях, в непосредственной близости от контакта, наблюдались слабоокатанные и угловатые обломки гранодиоритов. Абсолютный возраст гранодиоритов из бассейна р. Уркана, определенный калий-аргоновым методом (ДВГУ) по двум образцам, равен 226 и 263 млн. лет, а из района прииска Октябрьского (Н. И. Полевая) — 220 млн. лет.

Петрографический состав интрузии непостоянен. Если по рекам Зее и Амуру преимущественным распространением пользуются граниты, то в бассейне р. Тынды примерно в равном соотношении встречаются как граниты, так и гранодиориты. Кварцевые диориты имеют подчиненное значение и обычно приурочены к контактам с вмещающими породами. Все указанные разности связаны между собой постепенными переходами.

Характерной чертой позднепалеозойских гранитоидов является повсеместная катаклазированность и широкое развитие процессов хлоритизации. Несмотря на разницу в петрографическом составе, они очень сходны по внешнему облику, представляя собой крупно- или среднезернистые породы серого, зеленовато-серого, иногда розовато-серого цвета. Структура их гипидиоморфнозернистая.

Среди гранитов преимущественно распространены биотитовые разности. Они состоят из плагиоклаза № 25—30 (20—45%), калиевого полевого шпата (20—50%), кварца (25—32%), биотита (4—6%) и акцессорных минералов: апатита, циркона, сфена и магнетита. В биотитово-роговообманковых гранитах наряду с биотитом появляется роговая обманка (5—8%). Гранодиориты отличаются от гранитов несколько большей основностью плагиоклаза и иным соотношением породообразующих минералов. Содержание их колеблется в следующих пределах: плагиоклаз № 32—34 50—65%, калиевый полевой шпат

http://jurassic.ru/

3—10%, кварц 20—27%, биотит 5—8%, роговая обманка 7—10%. В биотитовых гранодиоритах количество биотита достигает 12—17%, а роговой обманки уменьшается соответственно до 1%. Кварцевые диориты микроскопически не отличаются от гранодиоритов. Минеральный состав их: плагиоклаз № 33 (38%), кварц (15—20%), биотит (8—14%), роговая обманка (7—10%), апатит, магнетит, циркон.

Позднепалеозойские граниты (см. рис. 58) по химическому составу относятся к ряду пород, пересыщенных глиноземом. По сравнению со средним «послекембрийским гранитом», по Дэли, они характеризуются повышенным содержанием кальция и значительным преобладанием натрия над калием (в весовом отношении). Последнее позволяет довольно легко отличать их от описанных выше раннепалеозойских гранитов.

Характер вторичных изменений всех гранитоидов примерно одинаков. Плагиоклазы обычно серицитизированы, калиевые полевые шпаты (микроклин, микроклин-пертит) пелитизированы. Биотит почти нацело замещается хлоритом и эпидотом. По роговой обманке развиваются вторичный биотит и хлорит. Наиболее интенсивные изменения наблюдаются в зонах катаклаза вблизи контактов с молодыми интрузиями.

Вмещающие породы на контактах с позднепалеозойскими гранитоидами интенсивно метаморфизованы. Известняки обычно превращены в пироксеновые и гранат-пироксеновые скарны, а терригенные породы — в биотитовые роговики и слюдяные сланцы. Кроме того, те и другие вблизи контакта нередко окварцованы и иногда пиритизированы. Ширина ореола контактово-измененных пород колеблется в зависимости от крутизны контакта от нескольких десятков до сотен метров и лишь в отдельных случаях (руч. Известковый) достигает 1—1,5 *км*.

С этими гранитоидами генетически связаны жилы аплитов, дайки микродиоритов, мелкозернистых гранитов, гранодиорит-порфиров и спессартитов. Протяженность и мощность их в большинстве случаев незначительны.

Лейкократовые и аляскитовые граниты. Условно к позднему палеозою на рассматриваемой территории относятся лейкократовые и аляскитовые граниты, распространенные в нижнем течении р. Зеи и в прибрежной полосе р. Амура. Наиболее крупный массив этих гранитов (более 300 *км*^{2}) находится в бассейне р. Бол. Чукан (правый приток р. Зеи). Мелкие тела и жилы обнажаются по р. Зее ниже прииска Анго, в береговых обрывах р. Амура выше с. Смирновки, у пос. Верхне-Благовещенск, между реками Дженкошей и Гураном и т. д. Кроме того, выходы их из-под рыхлых неоген-нижнечетвертичных отложений известны в долинах рек Каменушки и Белой.

К западу от пос. Сивагли (р. Зея) граниты метаморфизуют силурийские породы, а у пос. Сухотино (р. Амур) прорывают девонские отложения ольдойской свиты. Наряду с этим, по данным М. В. Сухина, ниже устья р. Анго они рвут позднепалеозойские диориты, а судя по материалам А. И. Кончаковой, их жилы наблюдались в гранодиоритах второй фазы в береговых обнажениях р. Амура выше с. Смирновки. Верхний возрастной предел этих гранитов определяется условно. При этом учитывается то, что по степени вторичных изменений и катаклаза они тождественны с гранодиоритами второй фазы, а галька их содержится в верхнеюрских конгломератах.

Лейкократовые и аляскитовые граниты по внешнему облику хорошо отличаются от гранитов и гранодиоритов второй фазы. Они представляют собой розовые или розовато-серые средне- и крупнокристаллические породы, состоящие в основном из калиевого полевого шпата и кварца. Структура их гипидиоморфнозернистая, участками микро-

http://jurassic.ru/

пегматитовая. Аляскитовые и лейкократовые граниты связаны между собой постепенными переходами и микроскопически различаются только по содержанию темноцветных минералов. В бассейне р. Бол. Чукана аляскитовые граниты слагают главным образом центральную часть массива, в то время как лейкократовые граниты приурочены к контактам с вмещающими породами. В мелких телах преобладают обычно лейкократовые граниты.

Аляскитовые граниты состоят из калиевого полевого шпата (58—60%), кварца (38—40%), плагиоклаза и биотита (около 2%). В лейкократовых гранитах заметно увеличивается содержание плагиоклаза № 12—15 (17—35%) и биотита (до 4%) и соответственно уменьшается содержание калиевого полевого шпата (25—45%), количество кварца сохраняется примерно на том же уровне (30—40%). В качестве акцессорных минералов в гранитах присутствуют циркон, апатит и магнетит. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом и эпидотом. Калиевые полевые шпаты интенсивно пелитизированы.

Лейкократовые граниты по химическому составу занимают промежуточное положение между «аляскитом» и «послекембрийским гранитом», по Дэли. От близких к ним по составу раннепалеозойских гранитов они отличаются пониженным содержанием магния, часто железа и повышенным — натрия.

Кембрийские (?) и силурийские песчаники на контактах с лейкократовыми гранитами превращены в роговики, кембрийские известняки скарнированы и мраморизованы. Сами граниты вблизи контакта приобретают порфировидную структуру и по мере приближения к нему переходят в аплитовидные разности, а затем в аплиты. Последние внедряются в роговики в виде жилок мощностью от 1 до 10 *см*. Ширина зоны аплитовидных гранитов и аплитов не превышает нескольких метров. Интересные преобразования испытывают граниты в зоне эндоконтакта с позднепалеозойскими диоритами. Непосредственно у контакта с последними они образуют оторочку гибридных пород мощностью 0,3—0,5 *м*, состоящих из плагиоклаза с микропегматитовыми вростками кварца. В незначительном количестве в этих породах присутствует биотит и иногда амфибол. В кварцевых диоритах никаких существенных изменений не заметно.

Предположительно с этими гранитами генетически связываются рудопроявления свинца и цинка, известные в окрестностях пос. Чагоян *.

ХРЕБТЫ МАЛЫЙ ХИНГАН, БУРЕИНСКИЙ И ТУРАНА

Палеозойская интрузивная деятельность чрезвычайно широко проявилась в пределах хр. Малого Хингана, южной части Буреинского и Турана, входящих в состав Буреинского массива, и в значительно меньшей степени в прилегающих частях его складчатого обрамления. Преобладают кислые породы — гранитоиды разнообразного состава; резко подчиненная роль принадлежит породам основного состава.

Несмотря на геологосъемочные работы, широко проводимые на этой территории в последние годы, схема палеозойского интрузивного магматизма еще недостаточно разработана. Палеозойские интрузивные образования приходится объединять в крупные интрузивные комплексы. Внутри комплекса последовательность образования пород различного состава устанавливается по интрузивным контактам, а в неко-

* Возможно, полиметаллическая минерализация района пос. Чагоян имеет мезозойский возраст.— *М. И. Иициксон.*

http://jurassic.ru/

торых случаях возраст тех или иных массивов принимается предположительно по аналогии с другими массивами.

Главную массу домезозойских интрузивных образований одни исследователи относили к каледонскому циклу (Г. П. Воларович), другие — к герцинскому (В. И. Доминиковский, Г. Д. Афанасьев, М. Н. Доброхотов и др.). В последние годы большинство исследователей выделяют в палеозое три интрузивных комплекса: раннепалеозойский, среднепалеозойский и позднепалезойский. В. И. Чайников и Н. Е. Бевзенко придерживаются мнения о раннегерцинском (послесреднедевонском) времени образования наиболее широко распространенных буреинских гранитоидов, сформировавшихся, по их данным, в две интрузивные фазы.

Следует подчеркнуть, что многие вопросы, связанные с палеозойским интрузивным магматизмом, остаются дискуссионными. Например, биробиджанские и тырмо-буреинские гранитоиды считались долгое время аналогами и относились то к раннему, то к среднему палеозою; в последних статьях Г. В. Ициксон и Б. И. Лови рассматривают эти гранитоиды как сложные (многостадийные) образования разного возраста и генезиса, тесно связанные в своем развитии с процессами в смежной с востока складчатой области. Разноречивы представления у исследователей этой территории о времени и условиях образования двуслюдяных гнейсовидных гранитов (сутырских, бираканских, бирских), вероятно, потому, что эти граниты также разновозрастные, но часто имеют сходные петрографические признаки.

Неясно и время появления интрузий ультраосновных, основных и щелочных пород, предположительно относимых к позднепалеозойскому возрасту.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузивная деятельность в раннем палеозое связана с послекембрийской складчатостью. Синийско-кембрийские осадочные образования в пределах Буреинского массива сохранились лишь в виде отдельных блоков. По-видимому, внедрение магмы происходило в несколько этапов. Об этом свидетельствуют состав интрузий, степень их изменения и положение в структуре вмещающих пород. Однако точное разграничение их и отнесение именно к раннему палеозою вызывает затруднения.

Пространственно резко преобладают кислые интрузии над средними и основными. В пределах же восточной части Монголо-Охотской складчатой области находятся самые крупные массивы основных и средних пород, но и здесь отнесение их к раннему палеозою представляется весьма условным.

Многие исследователи считают раннепалеозойскими крупные массивы катаклазированных гранитов, залегающие согласно с гнейсами протерозойского возраста, а также небольшие массивы двуслюдяных гнейсовидных гранитов (нередко турмалинсодержащих), которые всегда тяготеют к выходам протерозойских метаморфических пород, подчиняясь их структуре (гранитоиды помпеевского комплекса в приамурской части Малого Хингана и аналогичные им по составу и структуре сутырские граниты). Эти массивы, вероятно, правильнее относить к докембрийским, позднее, в палеозое, подвергшимся метасоматической переработке.

Лейкократовые катаклазированные граниты в центральной части Буреинского массива слагают несколько массивов на левобережье р. Ниж. Мельгин в районе р. Суларин, на водоразделе Ниж. Мельгин —

http://jurassic.ru/

Бурея и в бассейне р. Алтахты. Л. Г. Васильев сопоставляет их с аляскитами, описанными М. И. Ициксоном в бассейне р. Дикан.

Наиболее крупный массив занимает площадь около 500 *км*². Форма массива в плане неправильная, более или менее вытянутая в северном направлении. Мусковитовые граниты бо́льшей частью неравномернозернистые средне- и крупнозернистые породы, существенно микроклиновые, нередко с катакластической структурой. Вследствие плохой обнаженности эти граниты очень слабо изучены.

Долгое время к раннепалеозойскому возрасту относились так называемые сутырские граниты, выделенные Н. А. Худяковым-Павловым (1936) на водоразделе рек Сутыр — Гуджал. В. В. Онихимовский с этими гранитами параллелизовал двуслюдяные граниты бассейнов рек Мал. Самары, Миронихи и Бол. Каменушки в приамурской части Малого Хингана. Сутырские граниты и граниты на Малом Хингане (помпеевский комплекс) имеют ряд характерных особенностей: а) они инъецируют протерозойские метаморфические породы, образуя согласные тела, подчиненные складчатой структуре вмещающих пород; б) в них широко развиты гнейсовидные текстуры; в) гнезда и жилы пегматитов насыщают сами граниты и метаморфические породы, калиевый полевой шпат из жил обладает специфическим дымчато-серым или голубоватым цветом; г) гранат и турмалин являются почти постоянными акцессорными минералами этих пород; д) этим гранитам свойственны протоклаз, калиевый метасоматоз и перекристаллизация, приводящие к развитию гранобластовой структуры и отдельных крупных порфиробластов микроклина. На основании указанных особенностей гранитов и структурных взаимоотношений с биробиджанскими порфировидными гранитами в бассейне р. Миронихи Г. В. Ициксон (1961) и Б. И. Лови (1961) отнесли их к протерозою.

Г. В. Ициксон склонна рассматривать их как продукты гранитизации суперкрустальных образований.

Есть и другие мнения: А. П. Глушков, а позже В. И. Сухов пришли к выводу о прорывании этими гранитами порфировидных гранитов, сопоставляемых с биробиджанскими.

Таким образом, вопрос о возрасте двуслюдяных гнейсовидных гранитов еще ждет своего решения. Противоречивые данные о возрасте этих гранитов, вероятно, связаны с большим сходством их по внешнему виду и составу (присутствию турмалина) с двуслюдяными гранитами бираканского типа, прорывающими порфировидные биотитовые граниты на Малом Хингане.

Как уже упоминалось выше, к раннепалеозойскому возрасту относят также большие массы порфировидных биробиджанских гранитов.

В последней работе Г. В. Ициксон и Б. И. Лови (1961) из группы этих гранитоидов выделяют биджанский интрузивный комплекс, а биробиджанские гранитоиды рассматривают как породы сложного генезиса и более молодого возраста.

Биджанский интрузивный комплекс. Порфировидные биотитовые граниты. В биджанский интрузивный комплекс объединены только те массивы порфировидных гранитов (биробиджанские), которые представляют собой изолированные тела, приуроченные к блокам синийско-кембрийских осадочных пород хинганской серии, обладающие рядом характерных геологических и петрологических особенностей, отличающих их от больших масс порфировидных биробиджанских гранитов (рис. 59), описанных ниже. Породы биджанского интрузивного комплекса сохранились в южной части переходной зоны в пределах крупного Биджанского тектонического блока (Ициксон, 1961), с меньшей глубиной эрозионного среза, чем в Буреинском массиве.

http://jurassic.ru/

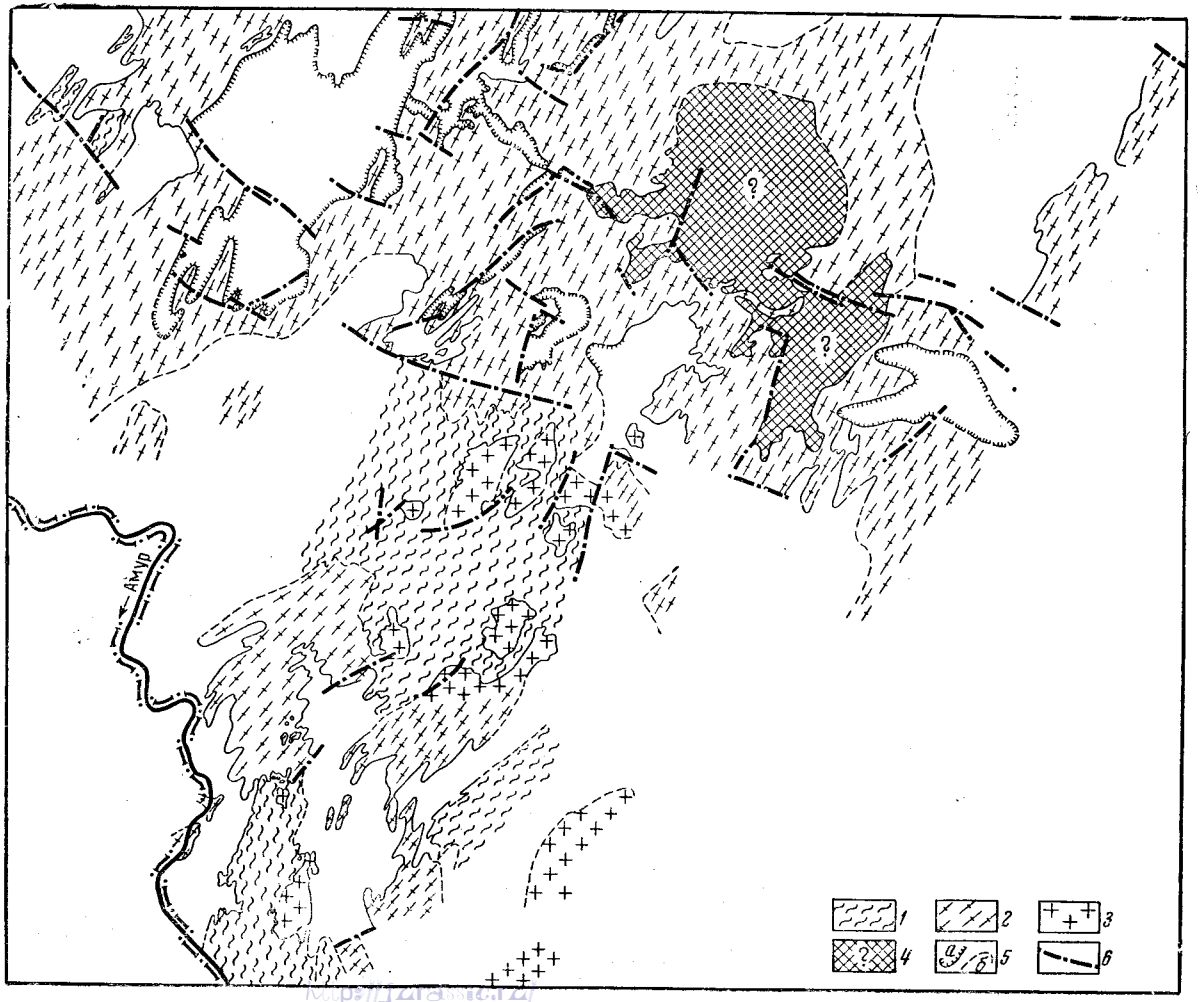


Рис. 59. Распределение биджанских и тырмо-буреинских (биробиджанских) гранитоидов в пределах Малого Хингана. (Составили Г. В. Ициксон и Б. И. Лови, 1962)

1 — отложения синийско-кембрийского возраста; *2* — тырмо-буреинские гранитоиды; *3* — гранитоидные интрузии биджанского интрузивного комплекса; *4* — гранитоиды невыясненного происхождения (граниты и гранито-гнейсы биотитовые и двуслюдяные мелко- и среднезернистые, реже порфировидные); *5* — а) контакты с более поздними интрузиями, б) контуры, скрытые последующими образованиями; *6*—разломы

Возраст пород биджанского интрузивного комплекса принимается как раннепалеозойский. Основанием для этого служат следующие данные: а) прорывание гранитами синийско-кембрийских отложений и перекрывание этих гранитов карбоновыми (по А. П. Глушкову) эффузивами шуки-поктойской свиты; б) определения абсолютного возраста аргоновым методом по биотиту дало цифру 483 млн. лет, а по микроклину 390 млн. лет и по валовым пробам 368, 396 млн. лет; определение свинцовым методом по монациту, извлеченному из этих гранитов, показало еще бо́льшую цифру 604 млн. лет; в) в приамурской части Малого Хингана на Добринских сопках установлены девонские отложения, содержащие гальку гранитов, напоминающих биджанские (Эйриш, 1960).

Форма массивов неправильно изометричная или слегка вытянутая в северном или в север-северо-восточном направлении. Контакты массивов секущие по отношению к структуре вмещающих синийско-кембрийских отложений хинганской серии и по отношению к двуслюдяным гнейсовидным гранитам помпеевского комплекса. Внутреннее строение массивов изучено еще недостаточно. Многие исследователи отмечали, что в некоторых массивах, особенно вблизи контакта с карбонатными породами, появляются гранодиориты, плагиограниты, диориты и даже габбро-диориты. По наблюдениям М. В. Чеботарева, эти породы находятся также в тесной связи с крупными ксенолитами карбонатных пород.

Работами В. Н. Мусина и В. К. Путинцева было установлено, что некоторые массивы биджанских гранитоидов несколько отличаются по составу и строению. Один из массивов сложен гранодиоритами, а порфировидные граниты имеют резко подчиненное значение; в другом помимо главной массы порфировидных гранитов наблюдается краевая фация мелкозернистых порфировидных гранитов. Последний массив (Алкулусунский) замечателен еще тем, что в порфировидных гранитах здесь плагиоклаз значительно кислее (олигоклаз), чем в других массивах. Возможно, что эти различия связаны с разной степенью эрозионного среза и Алкулусунский массив, по-видимому, является примером весьма неглубокого эрозионного среза.

Наиболее распространенной разновидностью являются микроклиновые биотитовые граниты с порфировидной структурой (рис. 60). Распределение порфиробластов микроклина различное в разных массивах: кучное, равномерное, слабополосчатое; размеры в среднем 2—3 *см*, иногда 5—6 *см*. В одних случаях они преобладают над основной средне- и крупнозернистой массой, в других — имеют резко подчиненное значение. Соответственно наблюдаются и колебания в соотношениях микроклина и плагиоклаза, чаще микроклин преобладает над плагиоклазом. Плагиоклаз обладает повышенной основностью (основной олигоклаз и олигоклаз-андезин), количество биотита часто поднимается до 10—15%, благодаря чему граниты нередко имеют меланократовый облик. Состав акцессорных минералов порфировидных гранитов разнообразный: монацит, апатит, циркон; в меньшем количестве встречаются ильменит, сфен, магнетит, ксенотим, ортит; еще реже пирит, арсенопирит, гранат, турмалин, анатаз, торит, шеелит; исключительно редко галенит, уранинит, золото. Постериорные изменения выражены очень слабо. Жильная серия представлена аплитами, мелкозернистыми биотитовыми гранитами, пегматитами и очень редко диоритовыми и плагиоклазовыми порфиритами, диабазами.

Контактовый метаморфизм выразился преимущественно в термальном воздействии гранитов на вмещающие породы. За счет глинистых сланцев и алевролитов игинчинской свиты образовались кварцево-мусковито-биотитовые сланцы, ставролито-биотито-кварцевые, кордиерито-

http://jurassic.ru/

кварцево-биотитовые с турмалином, андалузито-силлиманитовые роговики; известняки и доломиты мраморизованы. Контактово-метасоматические породы (скарны) встречаются очень редко. Мощность зоны контактовых изменений измеряется сотнями метров, иногда до полутора километров.

Основные и ультраосновные породы. На Малом Хингане, в бассейне левых притоков р. Кульдура, П. Н. Кошман закартировал небольшие штоки основных пород, группирующиеся в полосу северо-восточного простирания и прорывающие катаклазированные гра-

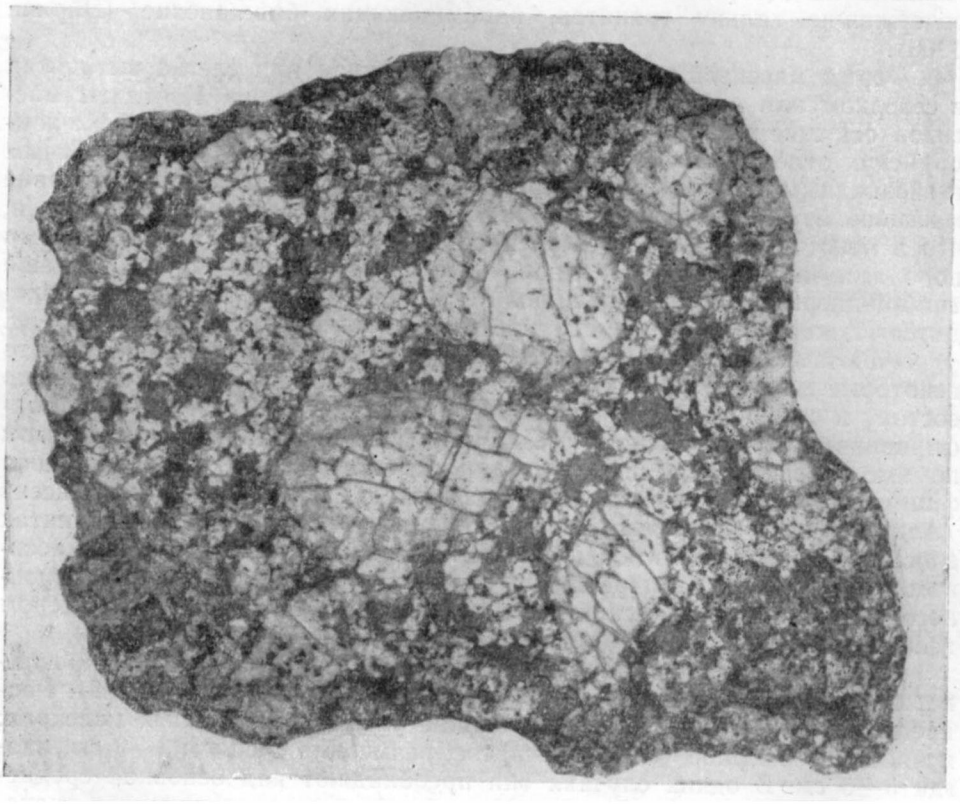


Рис. 60. Биджанский порфировидный гранит. Нат. вел.

ниты и мигматиты, а также биджанские порфировидные биотитовые граниты. Габбро прорваны небольшим штоком перидотитов (верховья ключа Древнего). Верхняя возрастная граница их определяется прорыванием этих пород бираканскими двуслюдяными гранитами.

Бираканские двуслюдяные граниты. К этому типу гранитов отнесены те из двуслюдяных гранитов, которые слагают массивы, находящиеся в пределах блоков синийско-кембрийских отложений. Это Бираканский массив и небольшой массив в верховье р. Помпеевки. Сюда же относится часть гранитов, названных П. А. Сушковым бирскими *, и предположительно Чернобурульский массив на водоразделе рек Яурина и Енны.

* Массив бирских биотитовых и двуслюдяных гранитов в верховьях рек Сагды-Биры и Тырмы включает, по-видимому, разновозрастные граниты типа бираканских и более древних, соответствующих помпеевскому комплексу, условно протерозойского возраста.

http://jurassic.ru/

Определения абсолютного возраста по валовым пробам для гранитов Бираканского массива показали цифры 295—325 млн. лет, а для аналогичных гранитов с верховьев р. Помпеевки — 304 млн. лет. По геохронологической шкале эти цифры соответствуют позднему карбону, но поскольку описываемые граниты тесно связаны с биджанским комплексом, они условно относятся к раннему палеозою. По внешнему виду это мелко- и среднезернистые довольно равномернозернистые породы светло-серого и желтоватого цвета. Минеральный состав их в Бираканском массиве довольно выдержанный: кварца 29—37%, микроклина 37—47%, плагиоклаза (альбит-олигоклаза) 14—20%, биотита 3—6% и мусковита 1,5—5%.

Акцессорные минералы — ильменит, циркон, монацит, апатит, реже встречаются магнетит, турмалин, ксенотим, анатаз, пирит, арсенопирит, сфен, ортит.

Экзоконтактовые воздействия двуслюдяных гранитов изучены слабо. Установлено, что в порфировидных гранитах вблизи контакта с двуслюдяными появляются турмалин, флюорит и турмалино-кварцевые прожилки с флюоритом. П. А. Сушков наблюдал изменения в кислых эффузивах предположительно позднепалеозойского возраста вблизи выходов этих гранитов (у блок-поста Семисточного). В. В. Васильева также отмечала прорывание кварцевых порфиров, условно относимых к каменноугольному возрасту, среднезернистыми биотитовыми гранитами, параллелизуемыми с бирскими.

Турмалиновые граниты слагают дайки и небольшие тела, прорывающие порфировидные биджанские граниты. По внешнему виду это мелкозернистые довольно равномернозернистые породы, среди которых различаются двуслюдяные разновидности и почти совершенно лишенные слюд турмалиновые аплитовидные граниты. Турмалин (шерл) имеет разные формы развития в различных телах — ксеноморфные и идиоморфные. В последнем случае тонкоигольчатые кристаллы турмалина пронизывают все породообразующие минералы. Турмалиновые граниты тесно пространственно связаны с двуслюдяными и имеют с ними постепенные переходы.

Абсолютный возраст турмалиновых гранитов и даек не определялся, но для турмалиновых аплитов, приуроченных к помпеевскому комплексу, определения абсолютного возраста показали 260—296—311 млн. лет (бассейн р. Миронихи) и 272 млн. лет (сопка Лысая, прииск Сутар), т. е. тот же порядок цифр, что и для бираканских двуслюдяных гранитов. Эти данные, а также сходные петрохимические черты — постоянное присутствие в помпеевских гранито-гнейсах и в бираканских двуслюдяных гранитах таких рассеянных элементов, как литий, бериллий, ниобий, олово — дают основание предполагать, что гранитоиды помпеевского комплекса подверглись метасоматозу и перекристаллизации под влиянием растворов, связанных с двуслюдяными гранитами бираканского типа.

Высказывались разные точки зрения на геологическое положение турмалиновых гранитов. А. М. Калик рассматривал двуслюдяные и турмалиновые граниты как краевую фацию порфировидных гранитов. А. П. Лебедев считал, что турмалиновые граниты образовались в результате самостоятельной интрузии ультракислой магмы, богатой летучими компонентами, внедрившейся позже порфировидных гранитов. Д. И. Ивлиев различал три типа последовательно образовавшихся гранитов: двуслюдяные мелкозернистые гнейсированные граниты, небольшие интрузии двуслюдяных турмалиновых гранитов и многочисленные дайки турмалиновых аплит-гранитов. М. Н. Доброхотов (1936) подчеркивал тесную связь турмалиновых гранитов с биробиджанскими порфировид-

http://jurassic.ru/

ными гранитами и рассматривал первые как жильную фазу порфировидных гранитов. Кроме того, М. Н. Доброхотов указывал также на существование двуслюдяных турмалинсодержащих гранитов более древних, чем биробиджанские, тесно связанных с толщей кристаллических сланцев и мраморов, относимых им к протерозою (сутырские, яуринские, дарунские граниты). В последние годы Л. В. Эйриш провел структурную съемку в бассейне рек Самары, Миронихи и Мал. Самарки и пришел к выводу, близкому к взглядам А. П. Лебедева, что мелкозернистые двуслюдяные и турмалиновые граниты и гнейсо-граниты образуют пограничную, синтектоническую согласную интрузию батолитового типа, занявшую место между толщей гнейсов и более ранней интрузией порфировидных биотитовых гранитов.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ *

Многие исследователи Буреинского массива — В. В. Онихимовский, А. А. Кириллов, М. Г. Золотов, В. Г. Сенкевич, А. П. Глушков, В. К. Путинцев и другие придерживаются такой последовательности образования интрузивных пород позднепалеозойского времени: порфировидные и равномернозернистые биотитовые граниты; лейкократовые розовые граниты и гранит-порфиры; габбро, габбро-диориты и диориты; мелкозернистые граниты.

П. Е. Бевзенко (1958, 1960) выделяет «ранневарисский тектономагматический цикл», в котором также различает два главных этапа магматической деятельности. С первым этапом П. Е. Бевзенко связывает появление больших по масштабу синорогенных интрузий гранитоидов умеренно кислого ряда, со вторым — образование посторогенных интрузий кислых и ультракислых существенно калиевых гранитов, что, по-видимому, соответствует первому и второму типам гранитов в перечисленном выше ряду. Внутри каждого этапа намечено несколько интрузивных фаз.

Г. В. Ициксон (1961), анализируя историю развития территории Малого Хингана, поставила два вопроса: 1) возможно ли на Малом Хингане проявление в нижнем и среднем палеозое весьма интенсивного интрузивного цикла магматизма, в процессе которого происходило бы внедрение столь колоссальных магматических масс, что они практически полностью поглотили вмещающие нижнепротерозойские и даже синийско-кембрийские образования; 2) какова природа тырмо-буреинского ** гранитоидного комплекса, слагающего основу всего Хинганo-Буреинского региона.

Разбирая эти вопросы, Г. В. Ициксон пришла к следующим выводам:

1. Огромные массы гранитоидных пород (тырмо-буреинского комплекса) не могли возникнуть в раннем палеозое, поскольку ни поздним, ни конечным этапам развития геосинклинали не свойственны появления таких масс, которые почти полностью «поглощают» синийско-кембрийские осадочные толщи вместе с гранитами биджанского комплекса.

2. Геолого-структурное положение тырмо-буреинских гранитоидов, их пространственное распределение и соотношение с метаморфическими комплексами, их внутреннее строение свидетельствуют о том, что эти гранитоиды в подавляющей своей части не являются результатом вне-

* В этом разделе, кроме интрузивных гранитоидов, рассматриваются гранитоиды сложного генезиса с участием процессов ультраметаморфизма. Время внедрения лейкократовых гранитов, возможно, охватило и ранний триас.— *Ред.*

** Здесь и далее термин «тырмо-буреинские» гранитоиды является синонимом термина «биробиджанские» гранитоиды.— *Ред.*

http://jurassic.ru/

дрения и кристаллизации громадных масс расплавов, а представляют продукт глубокого изменения синийско-кембрийских и более древних образований. Эти изменения связаны с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма, происходящими на больших глубинах.

3. Время проявления процессов гранитизации в пределах Буреинского массива, по-видимому, отвечает началу интенсивного прогибания в Сихотэ-Алиньской геосинклинальной зоне, т. е. низам позднего палеозоя.

Таким образом, предполагается, что в позднем палеозое помимо гранитоидов интрузивного происхождения имеются гранитные массы, в образовании которых существенная роль принадлежит процессам ультраметаморфизма и гранитизации в широком смысле этого слова.

Тырмо-буреинские (биробиджанские) гранитоиды, порфировидные биотитовые граниты. Это название сохраняется за массами гранитоидных пород, распространенных преимущественно к северу от Биджанского структурного блока, для которых характерны следующие особенности: 1) большие площади распространения, отсутствие четких контуров массивов (см. рис. 59); 2) вариации по составу и текстуре; 3) гнейсовидная текстура, нередко плагиогранитный состав в контактовой зоне с гнейсами урильской свиты и постепенное уменьшение гнейсовидности при удалении от контактовой зоны; 4) обилие реликтов мелкозернистых биотитовых плагиогнейсов, переработанных в различной степени; 5) постепенные переходы от равномернозернистых биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсовидных плагиогранитов (андезиновых) к порфировидным микроклиновым гранитам; 6) неравномерное распределение крупных кристаллов микроклина, иногда располагающихся параллельно слабо выраженной гнейсовидности.

Гнейсовидные текстуры, наблюдающиеся в различных частях гранитоидных полей, являются скорее всего реликтовыми и выявляют участки сильно переработанного субстрата.

Детальное изучение продуктов ультраметаморфизма провел В. А. Рудник в междуречье Салони — Чегдомын — Черт, где наметил три генетические группы пород: 1) анатектоидные породы; 2) метасоматические породы; 3) интрузивно-магматические.

Имея в виду указанные особенности этих гранитоидов, трудно определить их возраст по непосредственным геологическим наблюдениям. До тех пор пока тырмо-буреинские и биробиджанские гранитоиды не объединились в единый магматический комплекс, их возраст базировался либо на наблюдениях в южной части Малого Хингана (над гранитными массивами, отнесенными к биджанскому интрузивному комплексу) и все гранитоиды принимались как раннепалеозойские, либо на наблюдениях в северной части Буреинского массива в бассейне р. Нимана. Здесь А. А. Кириллов, М. Г. Золотов и В. М. Цимбал установили прорывание гранитоидами (которые они параллелизовали с тырмо-буреинскими и биробиджанскими) среднепалеозойских отложений и поэтому эти гранитоиды рассматривались ими как герцинские. В последние годы В. И. Чайников и П. Е. Бевзенко (1959) на основании более точных определений фауны считают эти отложения среднедевонскими, а гранитоиды, их прорывающие (диориты и розовые мелкозернистые граниты), — послесреднедевонскими (ранневарисские), и рассматривают их как первую фазу буреинского интрузивного комплекса. Помимо этого Н. П. Саврасовым в 1955 г. в Зейском районе было установлено прорывание близкими по составу гранитами осадков нижнего карбона, а А. А. Головневой в Кур-Урмийском районе (бассейн р. Сынчуга) прорывание катаклазированными биотитовыми гранитами осадков улун-

http://jurassic.ru/

ской свиты среднего карбона и перекрывание их отложениями нижней перми. На последнем факте нельзя обосновывать возраст больших гранитных тел, поскольку нет оснований параллелизовать их с небольшим массивом гранитов, залегающих, вероятно, в совершенно иных геологических условиях, чем главная масса гранитоидов Буреинского массива.

Определения абсолютного возраста были сделаны для южной части Буреинского массива и дали следующие цифры: 257 млн. лет (по биотиту) для гранитов бассейна р. Мельгин, 273 млн. лет (по биотиту) для тоналитов к югу от ст. Кульдур, 236 млн. лет по биотиту и 207 млн. лет по микроклину (с изотопным анализом) для гранодиоритов Кульдурской железнодорожной петли, 192—202 млн. лет (по валовой пробе) для гранитов к северу от ст. Таланджа. При контрольном определении возраста для гранитов этого участка были получены резко различные цифры: 358 млн. лет (по биотиту), 200 млн. лет (по микроклину), 355 млн. лет (по биотиту) и 383 млн. лет (по валовой пробе с водораздела рек Яурин — Бельгету). Участки тырмо-буреинских гранитоидов с цифрами 358—383 млн. лет, по-видимому, представляют собой «реликты» поглощенных биджанских гранитов. В этих местах порфировидные граниты слабо катаклазированы, содержат акцессорный бурый циркон, характерный для биджанских гранитов, и в то же время обильный сфен, характерный для тырмо-буреинских гранитов, проникающий по трещинкам в полевые шпаты.

В тырмо-буреинских плагиогранитах и в микроклиновых порфировидных гранитах плагиоклаз представлен кислым андезином. Микроклин в порфировидных разновидностях имеет как решетчатое, так и нерешетчатое строение и образует крупные кристаллы в 1—2 и до 4—5 *см* в длину (между станциями Кульдур — Перевальный). В этих крупных кристаллах содержатся включения биотита и плагиоклаза, тяготеющих к внешней зоне кристалла: зерна кварца каплевидной или изометричной формы скапливаются в самой периферической части его. Как правило, микроклин свежий наряду с серицитизированным в различной степени плагиоклазом и частично хлоритизированным биотитом. В небольшом количестве содержится амфибол и в отдельных случаях пироксен. Отмечается ксеноморфное развитие сфена, иногда выполняющего трещинки в микроклине.

Сфен является характерным акцессорным минералом этих гранитоидов и часто видим в образцах на белом фоне полевых шпатов; другим типичным минералом является ортит. Полный состав акцессорных минералов приведен в табл. 16.

На отдельных участках гранитоидам свойственны протоклаз и катаклаз.

На метасоматическое развитие калиевого полевого шпата в этих гранитоидах впервые обратили внимание Л. В. Эйриш, В. А. Кашковский, П. Н. Кошман и др. В пользу метасоматического происхождения микроклина эти исследователи приводят следующие доказательства: 1) неравномерное содержание порфировидных выделений микроклина; 2) неправильная форма кристаллов микроклина; 3) резорбция микроклином плагиоклаза и образование мирмекитов в последнем; 4) свежесть микроклина в катаклазированных гранитах.

Насколько калиевый метасоматоз по времени проявления отдален от становления этих гранитоидов, сказать трудно. Определения абсолютного возраста по биотиту и микроклину, выделенным из одной пробы, показали в одних случаях небольшой разрыв по цифрам, в других весьма значительный. Например: 236 млн. лет по биотиту и 207 млн. лет по микроклину для гранодиоритов и 358 млн. лет по биотиту, 200 млн. лет по микроклину для гранитов.

http://jurassic.ru/

Таблица 16

Черты сходства порфировидных биджанских и тырмо-буреинских гранитов

Граниты	Характерные типы пород	Текстура	Структура	Особенности минерального состава	Акцессорные минералы	Характер контактовых воздействий	Химизм
Тырмо-буреинские (биробиджанские)	Амфибол-биотитовые и биотитовые граниты, плагиограниты, гранодиориты	Массивная, в эндоконтактовых зонах гнейсовидная, местами такситовая, благодаря присутствию реликтов вмещающих пород	Гипидиоморфнозернистая, равномернозернистая и порфировидная, нередко с явлениями прото- и катаклаза	Повышенная основность плагиоклаза (основной олигоклаз или олигоклаз — андезин)	Сфен, апатит, циркон, ортит, ильменит, магнетит, ксенотим, пирит, арсенопирит, гранат, анатаз, торит, молибденит, уранинит	Инъекционный (недостаточно изучен)	Пересыщение кремнеземом, колебание общего количества щелочей и соответственно калия и натрия, несколько повышенное содержание кальция и бария
Биджанские	Биотитовые граниты; в эндоконтактах иногда плагиограниты и гранодиориты	Массивная, в некоторых телах слабополосчатая			Монацит, апатит, циркон, ильменит, сфен, магнетит, ксенотим*, ортит, пирит, арсенопирит, гранат, турмалин, анатаз, торит, шеелит, галенит, уранинит	Термальный, контактово-метасоматический (роговики, нередко скарны)	

* Перечисленные ниже минералы встречаются реже и в меньшем количестве.

https://jurassic.ru/

При небольшой разнице цифр меньшее значение возраста, полученное по микроклину, вероятнее всего объясняется потерей некоторого количества радиогенного аргона микроклином. Весьма значительное омоложение возраста по микроклину скорее всего вызвано более поздним метасоматическим развитием последнего.

Итак, порфировидные граниты вследствие метасоматического развития микроклина являются порфиробластовыми (Л. В. Эйриш). Однако за ними следует сохранить укрепившееся название порфировидных гранитов, что указывает только на их текстуру.

Признаки сходства и различия между тырмо-буреинскими и биджанскими порфировидными гранитами приведены в таблицах 16 и 17.

Здесь следует добавить еще об одной разновидности гранитоидов, известных на Малом Хингане, положение которых не совсем ясное. Это гигантозернистые порфировидные граниты («канхойские» — по Г. В. Ициксон-Тимофеевской и «каменушинские порфиробластические» по В. А. Кашковскому и Л. В. Эйришу), занимающие довольно значительное поле на водоразделе рек Бол. и Мал. Каменушки. Они располагаются в переходной зоне на контакте Хинганского поднятия и Биджанского структурного блока.

В этих гранитах крупные кристаллы микроклина имеют размер от 2—4 до 10—15 *см* в длину. Количество крупных кристаллов иногда достигает 60—70% породы по объему, промежутки между ними заполнены мелко- и среднезернистым агрегатом кварца, микроклина, плагиоклаза и биотита, имеющих аллотриоморфнозернистую структуру. Иногда в мелкозернистой основной массе присутствует зеленовато-синяя густоокрашенная субщелочная роговая обманка. Крупные кристаллы микроклина включают как отдельные зерна кварца, так и агрегаты зерен, слагающих основную массу породы. Наблюдаются мирмекиты и биотито-кварцевые симплектиты. Акцессорные минералы — апатит, циркон, ильменит, сфен, редко турмалин. Для пород характерен катаклаз, при этом дроблению подвергаются более интенсивно основная масса и в меньшей степени крупные кристаллы микроклина.

Взаимоотношения с окружающими гранитоидами недостаточно ясны.

Значительно южнее на горе Козулихе (в бассейне р. Козулихи, притоке Биджана) Л. В. Эйриш обнаружил сходные гигантозернистые порфировидные граниты, которые, по его мнению, прорывают биробиджанские граниты и гранодиориты. Что касается гигантозернистых порфировидных гранитов бассейна р. Бол. Каменушки, то их образование, по-видимому, связано с интенсивным калиевым метасоматозом и собирательной перекристаллизацией каких-то более древних пород, природа которых не установлена.

Жильный комплекс тырмо-буреинских гранитоидов слабо изучен. По составу в нем различаются: пегматиты, аплиты, мелкозернистые граниты и дайки порфиритов. Последние трудно отличить от таковых, связанных с мезозойской интрузивной деятельностью.

Пегматитовые жилы обычно имеют простой кварц-полевошпатовый состав, иногда в них встречаются турмалин и гранат *.

* Изложенные выше представления о метасоматической природе значительной части гранитоидов Буреинского массива (тырмо-буреинских-биробиджанских, по Б. И. Лови) не разделяются многими геологами (В. В. Онихимовский, В. И. Сухов и др.). Известно, что в результате многолетних работ в 1940 г. М. Г. Золотовым и В. В. Онихимовским для северо-восточной части Буреинского массива разработана следующая схема проявления домезозойских интрузивных пород (от ранних): докембрий — ортогнейсы и гранито-гнейсы; каледонские интрузии — 1) габбро, амфиболиты, перидотиты, серпентиниты, 2) катаклазированные биотитовые и лейкократовые граниты, 3) кварцевые диориты и габбро; варисские — 1) равномернозернистые и порфи-

http://jurassic.ru/

Порфировидные роговообманково-биотитовые** и лейкократовые биотитовые (розовые) граниты и гранит-порфиры. Граниты этого типа имеют широкое распространение, они слагают крупные массивы размером около 2000 *км*², в бассейне р. Хары и Салокачи — на западных отрогах Малого Хинган, в бассейне р. Обдерган, нижнем течении р. Тырмы, по р. Туюну, Талибджану, на водоразделе рек Аимки и Олонки в Верхне-Буреинском районе. Эти граниты впервые были названы Н. А. Хрущовым в 1930 г. тырминскими или буреинотырминскими (по местоположению их в нижнем течении р. Тырмы); в работе Н. А. Худякова-Павлова (1936) они описаны как порфировидные биотитовые граниты. В дальнейшем эти граниты стали параллелизоваться со всеми порфировидными гранитоидами этого региона. Поэтому в статьях Г. В. Ициксон (1961) и Б. И. Лови (1961) лейкократовые розовые граниты выделены в харинский интрузивный комплекс по местоположению одного из самых крупных массивов этих гранитоидов (в бассейне р. Хары). Характерной чертой массивов является их резко вытянутая в северо-восточном направлении «лентовидная» форма. Небольшие штоки лейкократовых и аплитовидных гранитов установлены в окрестностях Умальтинского молибденового рудника, розовые гранит-порфиры имеются на Кандальском молибденовом месторождении. Не совсем ясно, являются ли аналогами этих гранитов лейкократовые граниты на восточных отрогах хр. Турана.

Возрастное положение порфировидных роговообманково-биотитовых и розовых лейкократовых гранитов определяется следующими данными: лейкократовые граниты прорывают порфировидные тырмо-буреинские (биробиджанские) граниты и перекрываются отложениями юры (в бассейне рек Умальты и Нимана). Харинской интрузии свойственна краевая фация гранит-порфиров, опоясывающих интрузию с востока зоной шириной 2—4 *км* (В. А. Кашковский и др.). В. Г. Сенкевич, В. Ф. Сигов и другие в 1957 г. также установили гранит-порфировую краевую фацию в массиве крупнозернистых лейкократовых гранитов в нижнем течении р. Чергилен. Некоторые исследователи наблюдали апофизы и дайки лейкократовых гранитов в серых биотитовых порфировидных гранитах. Дайки имеют простирание, близкое к меридиональному. Наиболее мощная (около 800 *м*) дайка прослежена на расстоянии 8—10 *км*. Многие исследователи все же указывают на постепенные переходы между роговообманково-биотитовыми гранитами и лейкократовыми розовыми, на основании чего приходят к заключению о близком времени образования тех и других гранитов.

Определения абсолютного возраста аргоновым методом дают различные цифры: 210 млн. лет (Харинская интрузия, бассейн р. Ниж. Илга), 228 млн. лет по биотиту (р. Бурея, скала Собор), 190 млн. лет

ровидные граниты, 2) розовые граниты, гранит-порфиры и пегматиты, 3) габбро, габбро-диориты и диориты, 4) мелкокристаллические гранитоиды, 5) пегматиты и аплиты. В краевых зонах массивов интрузивных пород установлено обилие ксенолитов, гибридных разностей гранитоидов вплоть до диоритов, а также наличие гнейсовидности.

Намеченная последовательность проявления интрузий установлена на основании пересечений одних пород другими. Позднепалеозойский (варисский) возраст гранитов принят на основании активных контактов их первой и второй разновидностей с фаунистически охарактеризованными отложениями девона, развитыми в бассейне р. Акишмы. В 1963 г. предложенная схема подтверждена С. М. Брагинским, отмечающим в контакте гранитов с девонскими породами наличие ороговикованных в различной степени ксенолитов песчаников и алевролитов. По мнению В. В. Онихимовского, наличие среди варисских гранитоидов остатков кровли в виде ороговикованных синийских, кембрийских и девонских пород с нормальными эруптивными контактами не подтверждает представлений о метасоматическом происхождении подавляющей части гранитоидов района.

** Эти граниты геологи ДВГУ сейчас называют тырмо-буреинскими.

http://jurassic.ru/

Таблица 17

Черты различия порфировидных биджанских и тырмо-буреинских гранитов

Граниты	Абсолютн. возраст	Минеральный состав		Тип гранитов по главным акцессорным минералам	Химический состав	Рассеянные элементы
		Главные породообразующие минералы	Акцессорные минералы			
Тырмо-буреинские (биробиджанские)	236—257—273 млн. лет	Преимущественно роговообманковые биотитовые разновидности. Калиевый полевой шпат — решетчатый и нерешетчатый микроклин Биотит зеленовато-бурый и буровато-зеленый	Монацит отсутствует или очень редок Циркон присутствует в значительном количестве, светло-желтого цвета, относительно коротокопризматический Много сфена, повышенное содержание ортита Изредка встречается молибденит	Циркон-ортит-апатит-сфеновый	Несколько больше кремнезема, меньше глинозема и кальция. Класс II, группа 3 (по классификации А. Н. Заварицкого)	Повышенное содержание олова и ниобия в сфене
Биджанские	368—390—396—483 млн. лет	Преимущественно биотитовые разновидности. Калиевый полевой шпат — решетчатый микроклин Биотит — бурый и коричнево-бурый содержит большее разнообразие рассеянных элементов	Монацит присутствует постоянно и в большем количестве, чем циркон. Циркон бурого цвета, длиннопризматический	Циркон-ксенотим-ильменит-монацитовый	Класс II, группы 4, 5	Олово часто содержится в биотите и микроклине

http://jurassic.ru/

по микроклину (нижнее течение р. Тырмы), 155 млн. лет (по р. Малая Томь), 169 млн. лет — керские граниты и 158 млн. лет — жариковские граниты (бассейн р. Ульмы, коллекция Д. А. Кирикова).

Г. В. Ициксон (1961), сопоставляя развитие Буреинского массива в смежной части Сихотэ-Алинской (Восточно-Азиатской) геосинклинали, пришла к заключению о том, что появление интрузий лейкократовых розовых гранитов связано с коренной перестройкой структур в смежном геосинклинальном прогибе, где на смену интенсивному погружению в позднем палеозое пришли интенсивные поднятия, сопровождающиеся взламыванием восточной кромки Буреинского массива.

Роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты представляют собой среднезернистые и крупнозернистые порфировидные породы розовато-серого и серого цвета с таблитчатыми кристаллами микроклина размером до 2,5 *см*. Количество микроклина значительное — до 45—50% (по В. В. Васильеву и С. М. Брагинскому). В некоторых массивах фенокристаллы микроклина имеют зональное строение, плагиоклаза (олигоклаза) до 25%. Акцессорные минералы: магнетит, циркон, сфен, апатит; реже ортит, пирит, арсенопирит, ильменит, торит, молибденит.

Лейкократовые биотитовые граниты имеют в образцах характерный розовый или мясо-красный цвет благодаря окраске калиевого полевого шпата и чрезвычайно незначительному количеству темноцветных минералов (биотита 2—3%, редко до 5%, в единичных случаях роговая обманка). Граниты большей частью крупнозернистые, местами порфировидные; наблюдаются переходы от крупнозернистых к средне- и мелкозернистым разновидностям и к гранит-порфирам. Гранитам свойственна гипидиоморфная и часто графическая структура. Калиевый полевой шпат (микропертит, микроклин-пертит) резко преобладает (50—55%) над олигоклазом (около 10%). Интенсивная пертитизация ортоклаза представляет типичную особенность этих гранитов. Состав акцессорных минералов несколько меняется в разных массивах. Так, в Харинском массиве отмечаются (по В. А. Кашковскому и др.): флюорит, монацит, циркон, апатит, редко сфен, ксенотим, пирит, гранат, галенит, киноварь. В массиве, который пересекает р. Тырма в приустьевой части (по В. В. Васильевой): магнетит, сфен, апатит, циркон, ортит, торит, молибденит, галенит.

Дайковый комплекс представлен гранит-порфирами, мелкозернистыми аплитовыми гранитами и пегматитами простого состава, местами довольно обильно насыщающими граниты (бассейн р. Тырмы, бассейн р. Чергилен). Аплиты и пегматиты часто располагаются в экзо- и эндоконтактовых частях интрузии, создавая местами густую сеть жил (водораздел рек Суларин и Чепкан).

Контактовые воздействия проявились в ороговиковании песчано-сланцевых пород кембрийского возраста в бассейне р. Чергилен, а также в образовании полосчатых роговиков за счет рассланцованных кислых эффузивов верхнего (?) палеозоя в нижнем течении р. Тырмы.

Ю. П. Рассказов, С. М. Брагинский и другие отмечали контактовое воздействие лейкократовых гранитов на порфировидные и микроклинизацию последних.

С интрузией лейкократовых розовых гранитов В. Г. Сенкевич, В. Ф. Сигов и другие связывают альбитизацию роговиков и сланцев и проявление редкометальной минерализации.

Сиениты, граносиениты и щелочные граниты. В пределах Буреинского массива щелочные породы обнаружены совсем недавно Л. Г. Васильевым на левобережье р. Буреи, от р. Таканцы до р. Алтахты. Отнесение их к позднему палеозою является условным.

http://jurassic.ru/

Шесть небольших массивов щелочных пород площадью от 0,5 до 2,6 *км*² каждый располагаются в виде прерывистой цепочки, вытянутой в северо-восточном направлении. Форма массивов в плане неправильная или овальная, сильно удлиненная в северо-восточном направлении в соответствии с простиранием вмещающих пород. По мнению Л. Г. Васильева, интрузия субщелочных пород приурочена к «тектонически ослабленной» зоне вдоль р. Буреи, контролируемой серией разрывных нарушений и даек. Возрастное положение их не совсем ясное. В. В. Васильева сначала предполагала, что они моложе лейкократовых розовых гранитов, а затем пришла к выводу о том, что сиениты более древние, так как небольшая жилка среднезернистых лейкократовых гранитов сечет сиениты. Преобладающими породами в массивах являются сиениты, меньше распространены граносиениты и резко подчиненное значение имеют щелочные граниты. Все разновидности связаны между собой постепенными переходами.

Сиенитовый массив бассейна р. Алтахты сопровождается значительным количеством даек, сложенных мелкозернистыми массивными и полосчатыми сиенитами, граносиенитами и граносиенит-порфирами, располагающимися как среди массива, так и в экзоконтакте его. Установлены также дайки грорудитов, располагающиеся вне массивов щелочных пород *.

Контактовое влияние сиенитов на вмещающие породы выражается в их альбитизации и флюоритизации.

Основные и ультраосновные породы. Среди кристаллических пород Буреинского массива основные породы имеют ничтожно малое распространение и отнесение некоторых тел к позднепалеозойскому возрасту еще в значительной мере является условным.

Согласно В. В. Онихимовскому, в бассейне р. Нимана штоки и дайки средних и основных пород прорывают равномернозернистые и порфировидные (тырмо-буреинские граниты), лейкократовые розовые граниты, а также встречаются среди древнего метаморфического комплекса. Мелкозернистые граниты, положение которых также недостаточно ясное, прорывают габбро-диориты и диориты.

В бассейне р. Суларин (правый приток р. Буреи) В. В. Васильева в 1955 г. обнаружила небольшие штоки и дайки диоритов и габбро-диоритов, прорывающие лейкократовые розовые граниты. Верхняя возрастная граница их неизвестна. Не исключена возможность, что они являются мезозойскими.

Впервые обзор химизма разновозрастных интрузивных образований для территории Дальнего Востока был произведен М. И. Ициксоном (1960). Им обращено внимание на то, что существует закономерная связь между петрохимическими особенностями интрузий и их металлогенической специализацией. Некоторые из рассмотренных комплексов также заметно различаются по химизму **. Так, биджанские и тырмо-буреинские гранитоиды обладают несколько повышенным содержанием кальция (рис. 61 и 62), что находится в соответствии с составом их плагиоклазов (олигоклаз — андезин), анализы тырмо-буреинских гранитов обладают большими вариациями в составе, что особенно отчетливо видно на диаграмме, составленной по параметрам Q и $a:c$, где анализы порфировидных биджанских гранитов занимают обособленное поле.

* Есть основания предполагать, что дайки грорудитов и ассоциированных с ними порфиритов, по крайней мере, отчасти имеют мезозойский возраст и, как предполагает М. И. Ициксон, являются фациальной разновидностью октябрьско-иораханского порфиритового комплекса.— *Ред.*

** Список химических анализов, на основании которых составлены приведенные здесь диаграммы, см. в статье Б. И. Лови «Интрузивные комплексы Малого Хингана» (1961).

http://jurassic.ru/

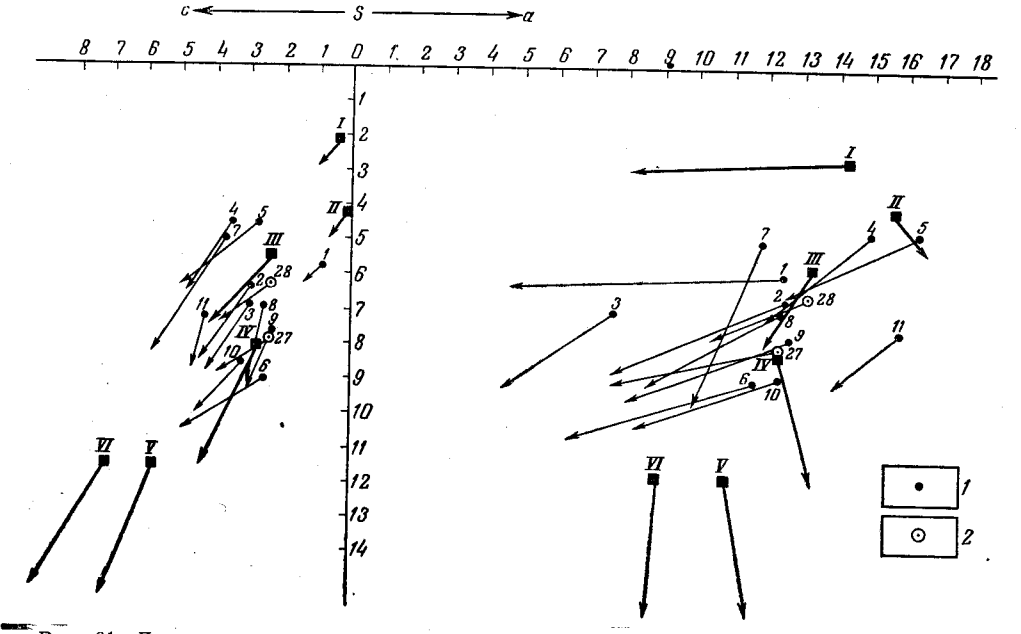


Рис. 61. Диаграмма химических составов биджанских порфировидных (*1*) и гигантозернистых каменушинских (*2*) гранитоидов

Средние составы пород, по Дэли: *I* — аляскит; *II* — щелочной гранит; *III* — гранит всех периодов; *IV* — гранодиорит; *V* — тоналит; *VI* — кварцевый диорит

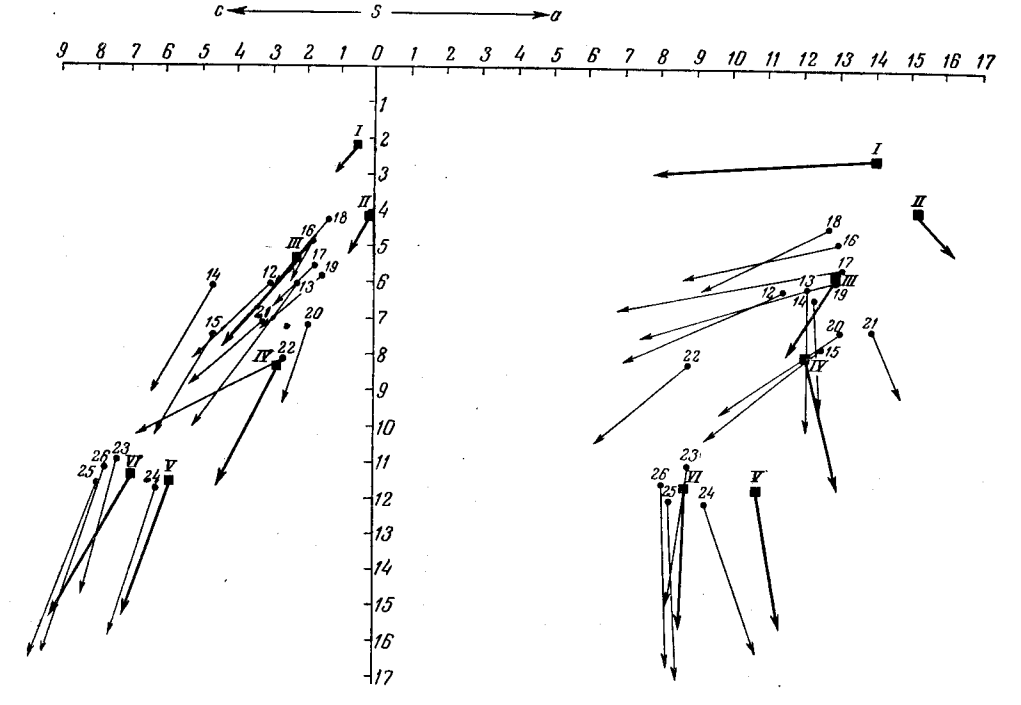


Рис. 62. Диаграмма химических составов тырмо-буреинских гранитоидов

Средние составы пород, по Дэли: *I* — аляскит; *II* — щелочной гранит; *III* — гранит всех периодов; *IV* — гранодиорит; *V* — тоналит; *VI* — кварцевый диорит

http://jurassic.ru/

Лейкократовые розовые граниты богаты щелочами, при этом натрия часто больше, чем калия, что находится в связи с интенсивной пертитизацией калиевых полевых шпатов. Эти породы обеднены кальцием и обладают заметным колебанием железа, магния и свободного кварца (рис. 63).

Спектральные анализы, выполненные преимущественно для пород южной части Буреинского массива, также показали разное содержание рассеянных элементов в различных группах палеозойских гранитоидов.

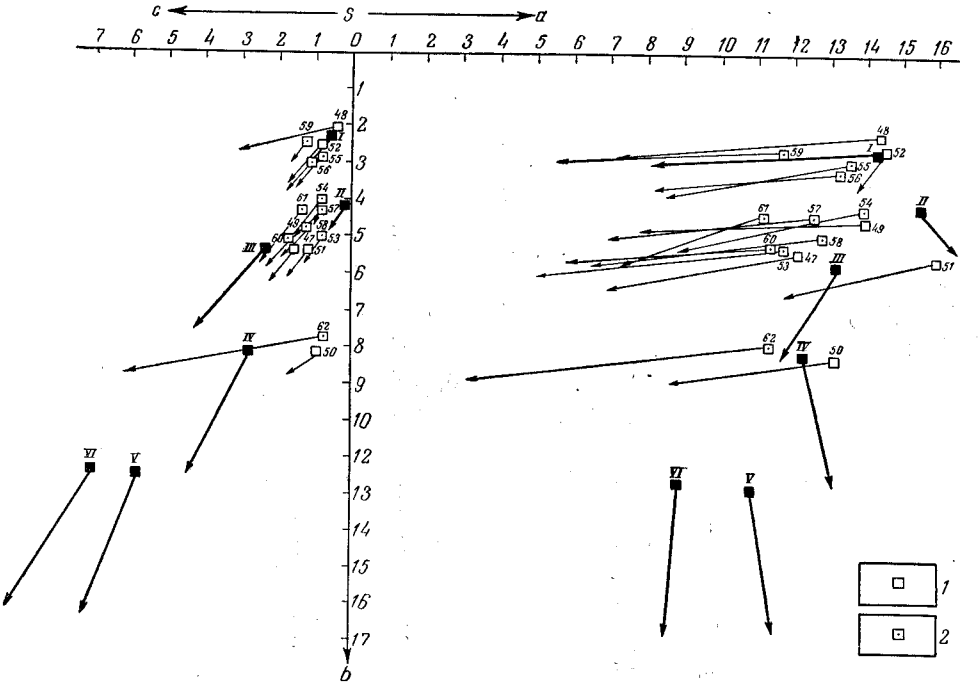


Рис. 63. Диаграмма химических составов лейкократовых (розовых) биотитовых гранитов

1 — лейкократовые граниты Харинского массива; *2* — лейкократовые биотитовые граниты Верхне-Буреинского района. Средние составы пород, по Дэли: *I* — аляскит; *II* — щелочной гранит; *III* — гранит всех периодов; *IV* — гранодиорит; *V* — тоналит; *VI* — кварцевый диорит

В биджанских порфировидных гранитах в кларковых и в несколько больших количествах находятся барий, стронций, бериллий, свинец, иногда олово, а в микроклинах этих гранитов количество бария поднимается нередко до 1%, олово часто фиксируется в биотите и в микроклине.

В бираканских двуслюдяных гранитах в кларковых количествах содержатся барий, стронций, цирконий, бериллий, нередко олово и ниобий, а в мусковитах из них — литий, ниобий, олово, бериллий.

В порфировидных тырмо-буреинских гранитах по сравнению с порфировидными биджанскими гранитами немного меньше бария, свинца, реже отмечается олово, но часто отмечается цинк и всегда в кларковых и в несколько бо́льших количествах ванадий и медь. В лейкократовых розовых гранитах количество бария ниже кларка, стронций отмечается лишь спорадически, часто фиксируются следы молибдена и иногда серебро.

Одной из особенностей палеозойского магматизма в южной части Буреинского массива, особенно в пределах Биджанского структурного

http://jurassic.ru/

блока, является обилие связанного с ним бора (турмалина). Бор является здесь «сквозным» элементом и известен на Малом Хингане в связи с магматической деятельностью различного возраста. Однако наиболее интенсивное проявление борной минерализации связано, по-видимому, с биджанским интрузивным комплексом, что выразилось в образовании самостоятельных тел турмалиновых гранитов, турмалиновых пегматитов, турмалинизированных гнейсо-гранитов и роговиков, обогащенных турмалином.

Анализируя распределение главнейших интрузивных и минеральных комплексов во времени, М. И. Циксон пришел к выводу, что минерализация палеозойского возраста в южной части Дальнего Востока уступает по своему значению более поздней мезозойской и кайнозойской как по разнообразию представленных типов месторождений, так и по их масштабу. Однако сам по себе масштаб палеозойской минерализации, в особенности в части золота, железа, флюорита, олова, представляется достаточно внушительным.

Хотя еще не для всех комплексов и разновидностей пород установлены их металлогенические особенности, но с некоторыми из них более или менее определенно связываются многими исследователями известные уже рудопроявления молибдена, олова, золота, редких металлов.

В табл. 18 приводится сопоставление палеозойских интрузивных комплексов восточной части Монголо-Охотской складчатой области и Буреинского массива.

ХРЕБЕТ ДЖАГДЫ И ЗАПАДНОЕ ПРИОХОТЬЕ

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ (?) ИНТРУЗИИ

Палеозойский магматизм этого обширного края еще мало исследован. Более или менее достоверно определяется позднепалеозойский возраст гипербазитов бассейна р. Уды и Шантарских островов. Менее определенным является положение гранитоидных интрузий так называемых ингаглинских гранитов Харгу-Селемджинского района.

Ультраосновные и основные породы. В восточной части Монголо-Охотской складчатой области имеется несколько массивов ультраосновных и основных пород, возраст которых принимается условно как позднепалеозойский.

В бассейне р. Уды находятся Гербиканский серпентинитовый массив с подчиненными граносиенитами и кварцевыми диоритами, имеющий площадь 40—45 *км*^{2}, и более крупный (около 90 *км*^{2}) Мельканский массив. Оба интрузивных тела залегают среди сильно измененных анортозитов и тяготеют к зоне разлома. Геологические взаимоотношения интрузивов с вмещающими комплексами не выяснены.

К шантарскому комплексу Л. И. Красный относит небольшие массивы и пластообразные тела по р. Нячи, прорывающие известняки верхнего силура. Интрузии этого же состава имеются на о-ве Бол. Шантар и о-ве Феклистов, где они в значительной части срезаны береговой линией. Эти массивы приурочены к краевой зоне крупной антиклинальной структуры, сложенной осадочными отложениями верхнего девона.

Интрузии о-ва Бол. Шантар, возможно, связаны с разрывными нарушениями северо-западного направления, секущими складчатую структуру вкрест простирания.

В плане массивы имеют овальную или вытянутую форму. Для приконтактовых частей массивов характерны полосчатые текстуры, простирание которых совпадает с простиранием массива.

http://jurassic.ru/

Таблица 18

Буреинский массив						
Возраст	Нижнепалеозойский					Верхнепалеозойский
Наименование комплекса	Биджанский					
Разновидности пород	Лейкократовые граниты	Биотит-микроклиновые порфировидные граниты, гранодиориты, плагиограниты, редко кварцевые диориты и габбро	Двуслюдяные биотитовые граниты	Турмалиновые граниты	Тырмо-буреинские гранитоиды (порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, плагиограниты)	Лейкократовые розовые биотитовые граниты
Название отдельных массивов или их местоположение	Реки Нижний Мельгин, Сулагин, Алтахты, Дикан	Карагайский Алкулусунский, Дуриловский и др.	Бираканский, верховье р. Помпеевки и др.	—	—	Харинский массив, нижнее течение р. Тырмы, реки Туюн, Талибджан и др.
Обоснование возраста	Прорываются порфировидными биотитовыми гранитами	Прорывают синийско-кембрийские отложения хинганской серии	Прорывают порфировидные граниты. Кластический турмалин содержится в осадках верхней перми		—	Прорывают тырмо-буреинские граниты
Данные абсолютного возраста	—	483 млн. лет по биотиту; 390 млн. лет по микроклину; 396—368 млн. лет по валовым пробам	325—320—304—295 млн. лет по валовым пробам	—	273—257 млн. лет по биотиту; 207—202 млн. лет по микроклину	210—190—177—172 млн. лет по валовым пробам
Форма и размер массивов (в плане)	Неправильная, размеры 200—500 *км²*	Неправильно изометричная; от нескольких до 200 *км²*	Линзовидной или неправильной формы тела, вытянутые в сев.-вост. направлении	Дайки мощностью 0,2—0,6 *м* и мелкие тела	Обширные поля гранитоидов	Форма линзо- или лентовидная, резко вытянутая в сев.-вост. направлении. Площадь около 200 *км²*

http://jurassica.ru/

Характерные особенности	Лейкократовые, сильно катаклазированные	Количество микроклина обычно больше, чем плагиоклаза (олигоклаз-андезина), количество биотита 10—12%	Преобладание микроклина над плагиоклазом. В двуслюдяных гранитах мусковита больше, чем биотита	Количество микроклина и плагиоклаза варьирует. Количество турмалина 4—5%	Количество микроклина резко варьирует. Плагиоклаз—олигоклаз-андезин. Роговая обманка присутствует в переменном количестве	Сильно пертитизированный калишпат преобладает над кислым плагиоклазом. Количество биотита незначительное. В некоторых массивах гранитпорфировая краевая фация
Характер контактовых изменений вмещающих пород	—	Ороговикование осадочных пород хинганской серии. Скарны редки	Турмалинизация и флюоритизация порфировидных гранитов		Мигматизация кристаллических сланцев и гнейсов	Микроклинизация порфировидных тырмо-буреинских гранитов, ороговикование песчано-сланцевых пород
Роль процессов ассимиляции, гибридизма и метасоматоза	—	Ассимиляция в краевых частях массивов на контакте с карбонатными породами. Образование порфиробласт микроклина возможно связано с калиевым метасоматозом	Широко проявились автопневматолитовые процессы (образование мусковита и турмалина)		Вероятно, главная роль принадлежала процессам гранитизации	—
Дайковые породы	—	Аплиты, пегматиты, диоритовые порфириты	Турмалиновые пегматиты и редко турмалиновые плагиоаплиты		Мелкозернистые граниты, пегматиты, порфириты, кварцевые жилы	Аплиты, пегматиты, гранит-порфиры
Минерализация	—	Золото, олово	Редкие металлы		Возможны мелкие пирито-кварцевые жилки с галенитом, пегматитовые жилы со сфеном и редко с акцессорным касситеритом	Редкие металлы, молибден, флюорит

https://jurassic.ru/

Продолжение табл. 18

Буреинский массив	Восточная часть Монголо-Охотской складчатой области						
Верхнепалеозойский	Раннепалеозойский				Позднепалеозойский		
Сиениты, граносиениты, щелочные граниты	Основные и ультраосновные породы; диориты и габбро-диориты	Лейкократовые граниты	Диориты, кварцевые диориты	Диориты-габбро-диориты	Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты	Ингаглинские гранитоиды; пироксенсодержащие гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты	Ультраосновные и основные породы: серпентиниты, габбро, диориты
Левобережье р. Буреи между реками Таканцы и Алтахты	Реки Ниман, Суларин	Реки Мамын, Нора, Граматуха	Инканский, Гарьский, Усть-Гарьский массивы	Пиканский, Гилюйский массивы	Нижнее течение рек Уркана, Тынды	Среднее течение р. Харги	Гербиканский, Мелькан-ский массивы (по р. Уде), р. Нячи, Шантарские острова
Прорывают (?) лейкократовые розовые граниты	Прорывают тырмо-буреинские порфировидные граниты и лейкократовые розовые граниты	Прорывают кристаллические сланцы. Галька подобных гранитов обнаружена в конгломератах силура	Прорывают кристаллические сланцы тукурингрского комплекса	Прорывают алгаинскую, гармаканскую толщи, тукурингрского комплекса	Прорывают девонские отложения	Прорывают осадочную толщу D_3 (?)	Прорывают верхний девон
—	—	—	—	—	—	230 млн. лет	—

http://jurassic.ru/

Неправильно овальная и удлиненная форма. Площадь 0,5—2,6 *км*². Располагаются цепочкой сев.-вост. простирания	Небольшие штоки и дайки	Вытянутая в сев.-вост. направлении. Площадь около 2000 *км*²	Вытянутая в сев.-вост. направлении	Резко вытянутая в широтном направлении. Пиканский массив имеет длину более 200 *км*	Не выяснена. Простирание сев.-зап. Площадь около 90 *км*²	Площадь около 300 *км*²	Массив о-ва Феклистов имеет концентрически-зональное строение
—	—	Нередко гнейсовидная текстура, катаклаз	В центральных частях массивов кварцевые диориты, по периферии диориты и габбро-диориты	Варьирующий состав от гарцбургитов до габбро-диоритов. Полосчатые и гнейсовидные текстуры	—	—	—
Альбитизация, флюоритизация	—	Ороговикование кристаллических сланцев тукурингрской свиты	Ороговикование кристаллических сланцев	Окварцевание, пиритизация сланцев, мраморизация карбонатных пород, реже скарнирование	—	—	–
—	—	—	—	—	—	—	—
Мелкозернистые сиениты, граносиенит-порфиры, грорудиты	—	Мусковитовые аплиты	—	Пегматитовые жилы, аплиты, кварцевые жилы в эндоконтакте Гилюйского массива	—	—	Перидотиты, пироксениты, лампрофиры, спессартиты
Редкие металлы (?)	—	—	Кварцевые жилы с рассеянным галенитом	Железо, хром, никель, медь			Рудопроявление хромита (?) и магнетита

http://jurassic.ru/

Наиболее изученным является массив о-ва Феклистов, описанный Л. И. Красным и позднее Н. В. Луцкиной. Этот массив имеет площадь около 9 *км*². Главная роль принадлежит ультраосновным породам, слагающим около 90% всей площади. Массив имеет концентрически-зональное строение (рис. 64). Центральная часть массива сложена оли-

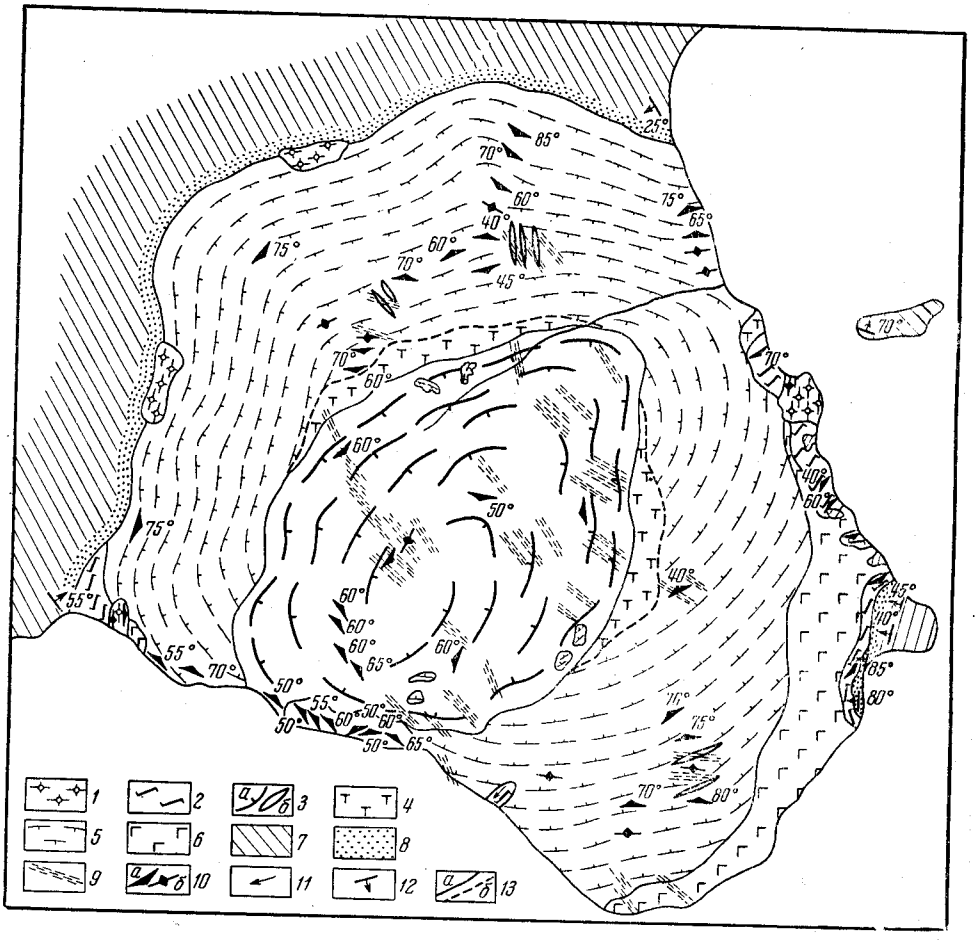


Рис. 64. Геологическая карта массива ультраосновных пород о-ва Феклистов (Составила Н. В. Луцкина)

1 — габбро-монцониты; *2* — габбро; *3* — *а*) оливиниты, *б*) дайки оливинитов; *4* — перидотиты; *5* — оливиновые пироксениты; *6* — горнблендиты и амфиболизированные пироксениты; *7* — вмещающие породы; *8* — ороговикование; *9* — сланцеватость. Элементы залегания: *10* — полосчатость: *а*) наклонная, *б*) вертикальная; *11* — линейность; *12* — залегание осадочных пород; *13* — контакты: *а*) интрузивные, *б*) неясные

винитами, сменяющимися затем маломощной зоной перидотитов; далее от центра идет наиболее широкая зона оливиновых пироксенитов, переходящая в сильно амфиболизированные пироксениты. Габбро и габбро-монцониты образуют небольшие тела, располагающиеся по периферии массива. Для всех пород характерны полосчатые текстуры, обусловленные чередованием пород, различающихся по количественному составу минералов или по крупности зерна.

http://jurassic.ru/

Падение полосчатости крутое и направлено к центру массива. На основании структурного картирования Н. В. Луцкина пришла к выводу о воронкообразной (конической) форме массива.

Дайковый комплекс приурочен преимущественно к периферической части массива (к зоне эндо- и экзоконтакта). Мощность даек колеблется от первых сантиметров до 5 *м*. Состав даек (от ранних к поздним): пегматоидные габбро, меланократовые полосчатые габбро, кварцевые диориты и гранодиориты, плагиограниты, диоритовые порфириты. Встречаются сложные двух- и трехфазные дайки. Из постмагматических изменений установлена пироксенизация оливинитов, амфиболизация пироксенитов и очень слабо развитая серпентинизация, которая затронула оливиниты в экзоконтактовой зоне и в зонах рассланцевания.

Гранитоиды. Эта группа пород, относительно лучше изученная в Харгу-Селемджинском районе (М. П. Материков, М. И. Ициксон и др.), известна под названием ингаглинских гранитоидов. Они слагают крупные массивы в среднем течении р. Харгу, вытянутые в северо-западном направлении согласно с вмещающими породами, предположительно синийского и нижнекембрийского возрастов.

Положение ингаглинских гранитоидов неясное. Галька их установлена в конгломератах огоджинской угленосной толщи юры — нижнего мела. М. И. Ициксон рассматривает данные гранитоиды как доверхнекарбоновые, идентичные одной из фаз тырмо-буреинского комплекса. Определение абсолютного возраста ингаглинских гранитов показало 230 млн. лет (Н. И. Полевая и др.).

Массив ингаглинских гранитоидов занимает площадь около 300 *км*^{2}. Состав пород варьирует от пироксенсодержащих гранодиоритов до кварцевых диоритов и плагиогранитов. Эти гранитоиды бедны пегматитами. С ингаглинскими гранитоидами М. И. Ициксон параллелизовал дюкчангринский комплекс интрузий, выделенный Л. И. Красным в 1956 г. Однако работами последних лет (С. И. Горохов, В. Н. Мусин, Н. В. Луцкина) Дюкчангринский массив (массив мыса Медвежье Одеяло) отнесен к мезозою, поскольку он прорывает и метаморфизует верхнеюрские осадочные образования.

МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузивные образования мезозойского времени и отчасти палеогенового весьма широко распространены на территории Хабаровского края и Амурской области. Эта возрастная группа интрузивов объединяет широкую гамму пород от основных до кислых и субщелочных, при резко преобладающем развитии гранитоидов. Мезозойский и палеогеновый магматизм представлен в той или иной форме как в пределах складчатых областей, так и в области активизированной рамы мезозойской складчатости, охватывающей область Становика и Джугджура и окраину Алданского щита. В возрастном отношении намечается некоторое «скольжение» в сторону все более молодого возраста интрузивных образований в направлении с запада на восток. В районах Верхнего Амура преимущественно развиты интрузии раннемелового возраста, отчасти, видимо, также позднеюрского; на Малом Хингане — преимущественно начала позднего мела, а еще далее на восток в районах Северного Сихотэ-Алиня — главным образом позднемеловые и палеогеновые.

Значение интрузий рассматриваемой возрастной группы весьма велико, так как именно с ними генетически или парагенетически связана в главной своей части эндогенная металлогения Дальнего Востока.

http://jurassic.ru/

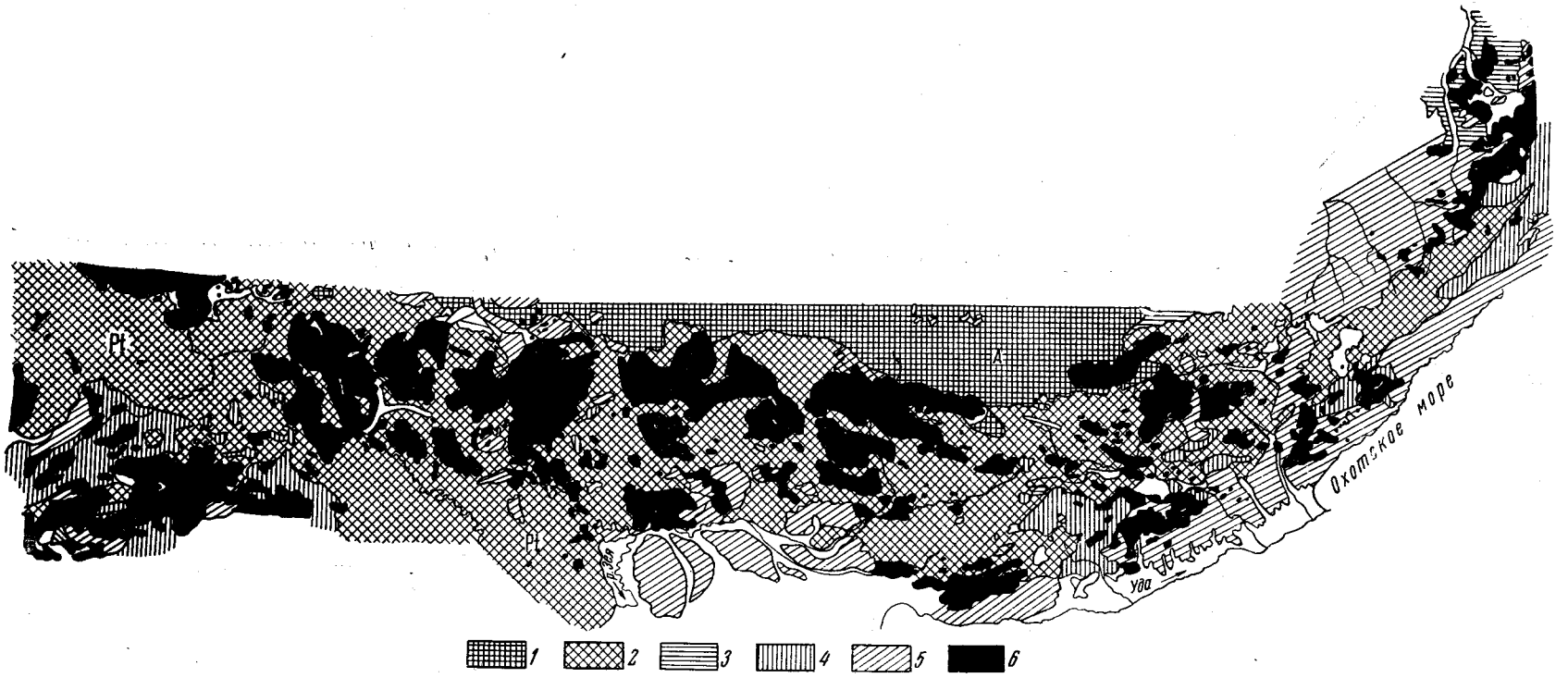


Рис. 65. Расположение мезозойских интрузий в протерозойской области Становика — Джугджура и сопредельных территорий

1 — Алданский щит; *2* — протерозойская складчатая область; *3* — отложения синия (верхнего протерозоя); *4* — отложения палеозоя; *5* — Охотский вулканогенный пояс (мезозой); *6* — мезозойские интрузии

https://jurassic.ru/

ХРЕБТЫ СТАНОВОЙ И ДЖУГДЖУР

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Удская серия. Мезозойские интрузивные образования широко распространены (рис. 65) в хребтах Становом и Джугджур. Наиболее характерными породами для этой области, представляющей собой протерозойское складчатое обрамление Алданского щита, являются нижнемеловые гранодиориты, кварцевые диориты, диориты и граниты, объединенные Л. И. Красным (1958) в удский интрузивный комплекс*. Различные по величине, нередко очень крупные интрузии удских гранитоидов образуют цепь массивов, протяженностью более 1000 *км*, вытянутую в широтном направлении от бассейна р. Олёкмы на западе до Охотского побережья на востоке. Далее на северо-восток, в Охотском тектоно-магматическом поясе широко развиты гранитоиды охотского комплекса (Устиев, 1959) или точнее охотской серии, являющиеся как бы северо-восточным продолжением цепи удских интрузий. Обе эти серии очень близки друг другу по возрастному положению, характерным особенностям петрографического состава, химизму пород, последовательности интрузивных фаз и другим признакам.

Далеко еще не решен вопрос о структурном положении мезозойских гранитоидов и форме их интрузивных тел в зоне Становика-Джугджура. До некоторой степени это объясняется слабой изученностью района, планомерное геологическое картирование которого начато только в последние годы.

Своеобразие рассматриваемых интрузий заключается в том, что они располагаются в консолидированной еще в протерозое зоне, удаленной к северу от подвижной в мезозое Монголо-Охотской складчатой области. В таких условиях внедрение значительных гранитных масс могло произойти скорее всего по крупным глубинным разломам, возникшим на стыке двух зон различной мобильности. К таким выводам приходят почти все геологи, работающие в зоне Становика-Джугджура (Ю. К. Дзевановский, Л. И. Красный, В. Н. Мошкин и др.).

Ю. Б. Казминым установлено асимметричное строение отдельных мезозойских интрузий (цыганско-бакаринский тип) — наличие субэффузивных фаций лишь по одному из контактов. Эти наблюдения с учетом резкой вытянутости массивов могут указывать, как полагает этот исследователь, на «гигантскотрещинную» форму интрузии.

М. С. Нагибина (1960) считает, что проявление мезозойского интрузивного магматизма в Становом хребте совпадает с периодом крупного сводового поднятия древней складчатой области. Время этого поднятия (Коссовская, 1958) устанавливается по составу обломочного материала терригенных отложений, выполняющих Вилюйскую впадину.

Трещинный характер интрузий удской серии хорошо подтверждается их удлиненной формой, линейным расположением массивов, а также наличием интрузивов сложной формы: крестообразных, х-образных и др.

Интрузии имеют обычно сложную, часто неправильную форму, но почти всегда вытянуты в широтном, близширотном и северо-западном

* Название, предложенное Л. И. Красным, относится ко всей совокупности раннемеловых гранитоидов, развитых в хребтах Джугджур и Прибрежном. Поскольку ниже применяется обозначение «комплекс» к более дробным подразделениям (например, чалляринский комплекс, алданский комплекс), целесообразно обозначить всю совокупность нижнемеловых интрузивных образований зоны Становика-Джугджура (в объеме удского комплекса Л. И. Красного) как удскую серию. Последняя в свою очередь подразделяется на комплексы, объединяющие породы, связанные сходством условий образования и единством возраста и положения в общем ходе геологического развития серии.— *Ред.*

http://jurassic.ru/

направлениях, согласуясь с простиранием основных складчатых структур (Чалбук-Яконский, Эльдаминский и др. массивы), и сопряженных с ними продольных разрывов, реже располагаясь дискордантно (Дырындинский, Бираканский и др. массивы). Мелкие массивы и штоки имеют округлую или эллипсоидальную форму. Размеры массивов колеблются в самых широких пределах — от даек и мелких штоков до огромных батолитоподобных тел площадью в две и более тысяч квадратных километров. Обычно интрузии имеют сложное строение в результате четко выраженной зональности или благодаря участию в их составе пород нескольких фаз. Внутренние части крупных тел слагаются преимущественно равномерно-среднезернистыми или крупнозернистыми гранодиоритами и гранитами, постепенно переходящими в контактовых зонах в более меланократовые породы типа кварцевых диоритов, диоритов, изредка габбро-диоритов. Иногда описанная зональность нарушается, но в большинстве изученных массивов при приближении к контакту зернистость уменьшается, появляются мелкозернистые, неравномернозернистые порфировидные и такситовые (за счет кучных скоплений темноцветных минералов) структуры, происходит изменение состава пород в сторону увеличения их основности, появляются ксенолиты вмещающих пород.

В западной части Станового хребта для центральных частей массивов раннемеловых гранитоидов характерна порфировидная структура, обусловленная присутствием крупных кристаллов полевого шпата. Однако здесь, как и на хребтах Джугджур и Прибрежном, краевые фации представлены более основными разностями типа кварцевых диоритов и монцонитов. В ряде массивов наблюдались постепенные переходы от нормальных среднезернистых гранитов к порфировым разностям гипабиссального и субвулканического характера. В равномернозернистых гранодиоритах появляются отдельные порфировые выделения плагиоклазов, основная масса становится более мелкозернистой, затем зернистость ее уменьшается и появляются типичные порфировые структуры. Гранодиорит-порфиры краевых частей обнаруживают полное минералогическое, структурное и текстурное сходство с аналогичными породами, слагающими штоки и дайковые тела.

В отдельных массивах к эндоконтактам приурочены автометаморфические изменения и маломощные зоны пиритизации. Неравномерность структур и составов эндоконтактовых пород, присутствие ксенолитов, зональность массивов и некоторые другие признаки свидетельствуют о проявлении процессов ассимиляции и гибридизма при становлении гранитоидов удской серии.

Судя по имеющимся в настоящее время данным, формирование серии происходило в несколько интрузивных фаз. Наиболее ранними являются габброидные породы, пользующиеся очень незначительным распространением (чалляринский комплекс). Со вторым этапом интрузивной деятельности связано появление крупных массивов более кислого состава — гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов, адамеллитов и других пород.

На Становом хребте Ю. Б. Казмин указывает на двухфазное формирование этих интрузий. Первая фаза — образование резкопорфировидных гранитов и гранодиоритов (тындинский тип), вторая — интрузия мелкопорфировидных гранодиоритов (цыганско-бакаринский тип). В описываемых районах, по-видимому, присутствуют те же удские гранитоиды, но с наложенными процессами калиевого метасоматоза, что и приводит к кажущемуся различию пород. Ю. Б. Казмин отмечает, во-первых, абсолютную идентичность интрузий второй фазы удским

http://jurassic.ru/

гранитоидам и, во-вторых, метасоматический характер калиевого полевого шпата в порфировидных гранодиоритах *.

Очень интересны в этих районах крупные интрузии массивных среднезернистых гранитов, гранодиоритов, адамеллитов и плагиогранитов, относимых А. Г. Кацем к раннему протерозою. Не исключена возможность, что в дальнейшем будет доказан их мезозойский возраст.

С заключительными этапами становления серии связаны мелкие штоки и многочисленные дайки кислого, среднего и основного состава: гранодиорит, гранит, фельзит — и граносиенит-порфиры, кварцевые порфиры, диоритовые порфириты, микродиориты и другие породы. Возрастная последовательность жильных образований в настоящее время не установлена. Имеются лишь указания на секущие контакты даек среднего состава с гранит- и гранодиорит-порфирами и на наличие в дайковом комплексе хр. Джугджур двух разновозрастных групп — фельзитов, фельзит-порфиров, порфиритов и более молодых диоритов, диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров. Решение этого вопроса — задача дальнейших исследований.

Жильные породы встречаются в виде отдельных тел или образуют дайковые поля как в самих массивах, так и во вмещающих породах. Таковы Тугэдякское и Кетемское дайковые поля в западной части хр. Джугджур, дайковые поля в бассейне истоков и средних течений рек Сивакана, Тока, в междуречье среднего течения Тока, Угана, Сивакана и др. Мощность даек колеблется в широких пределах от 1 до 20—30 *м*, протяженность — от единиц метров до 3—4 *км*. Контакты их обычно крутые, резкие, с маломощной зоной контактово-измененных пород.

Наибольшим распространением среди раннемеловых интрузий пользуются умеренно кислые разности — гранодиориты, связанные с одной стороны через породы адамеллитового ряда с гранитами, а с другой — с кварцевыми диоритами и диоритами. Характерной особенностью пород является преобладание в их составе плагиоклаза над калиевым полевым шпатом даже в наиболее кислых разностях. Этим объясняется отсутствие нормальных гранитов и широкое развитие гранодиоритов, пород типа адамеллитов, тоналитов и плагиогранитов.

Ниже приводится краткая характеристика отдельных стадий формирования интрузий удской серии.

1. Группа габброидных пород (чалляринский интрузивный комплекс). Габброиды очень ограниченно распространены, слагая небольшие гипабиссальные и субвулканические трещинные интрузии, дайкообразные тела и реже тела неправильной формы, контролирующиеся зонами разломов северо-восточного или близмеридионального направлений. Состав интрузий колеблется в довольно широких пределах — от диоритов через габбро-диориты до плагиоклазовых горнблендитов. В центральной части хр. Джугджур широким развитием, по данным В. М. Терентьева, пользуются субвулканические разности: микрогаббро, микрогаббро-диориты, микродиориты.

В качестве примера приводится описание одного из массивов основных пород (Чалляринского), закартированного В. Н. Мошкиным в восточной части Майского хребта. Массив имеет площадь в 5 *км*^{2} и более или менее изометричную в плане форму. Сложен он среднезернистыми габбро, оливиновыми габбро, троктолитами, нередко с полосчатой тек-

* Учитывая резкую дифференцированность поздних тектонических движений в зоне Становика, следует предполагать также возможность совмещения в современном эрозионном срезе резко различных по глубинности частей (уровней) массивов, различных по своим петрографическим особенностям.— *Ред.*

http://jurassic.ru/

стурой. В контактовых зонах встречаются мелкозернистые амфиболовые габбро. Между всеми выделенными разновидностями существуют непрерывные взаимопереходы. Характерны крупнозернистые шлировые обособления, близкие к габбро-пегматитам. Наибольшим развитием в массиве пользуются габбро и оливиновое габбро. Структура габбровая, переходящая при увеличении идиоморфизма в офитовую. В оливиновом габбро хорошо выражена друзитовая структура. По соотношению пироксена (авгит) и плагиоклаза (лабрадор № 55—65, реже основной андезин) состав пород изменяется от габбро-диоритов и лейкократовых габбро до меланократовых разностей, в которых темноцветные минералы слагают 50% их объема. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и магнетитом.

В. М. Терентьев считает часть описанных пород корнями порфиритов джолонской свиты позднеюрского-раннемелового возраста.

По данным В. Н. Мошкина, габброиды имеют активный контакт с этими вулканогенными отложениями и прорываются гранитоидами.

2. Гранодиориты, кварцевые диориты, адамеллиты, диориты (удской интрузивный комплекс). Со второй фазой связано формирование крупных массивов гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов и других пород. Все они сравнительно легко диагностируются в поле и, кроме того, характеризуются специфическими петрографическими особенностями, позволяющими легко отличать их от всех развитых в регионе интрузивных образований. Это преимущественно серые, реже розовато-серые массивные породы, нередко порфировидные, благодаря присутствию более крупных кристаллов калиевого полевого шпата или роговой обманки.

Бросается в глаза удивительная свежесть пород. Лишь иногда они слабо затронуты процессами калий-кремниевого метасоматоза. Исключение представляет лишь западная часть Станового хребта, где, как уже отмечалось выше, калиевый метасоматоз проявился весьма интенсивно.

Резко преобладающими разностями среди описываемых образований являются гранодиориты, связанные постепенными переходами, с одной стороны, с диоритами, в единичных случаях с габбро, с другой — с гранитами. Нормальные граниты встречаются крайне редко.

Одним из характерных признаков гранитоидов является наличие в них шлиров диоритового, реже габбро-диоритового и монцонит-диоритового состава. Эти темно-зеленые меланократовые породы, четко выделяются на фоне однотонной серой массы гранитоидов. Прекрасно выражена порфировая структура, обусловленная присутствием призматических кристаллов плагиоклазов. Форма шлиров неправильная, эллипсоидальная, округлая. Размеры варьируют в широких пределах от 1—2 *см* до десятков метров в диаметре. Контакты с вмещающими породами резкие. В отдельных массивах намечается четко выраженная закономерность в распределении шлиров — увеличение их количества по направлению к контактам интрузий.

Генетически шлиры можно разделить на две группы. Бóльшая часть из них представляет собой глубоко переработанные («диоритизированные») ксенолиты вмещающих пород, о чем говорят непосредственные наблюдения Л. И. Красного и Ю. Ф. Чемекова в пределах Прибрежного хребта и целый ряд косвенных фактов (наличие в составе шлиров пироксена, не характерного для интрузий нижнемеловых гранитоидов, отсутствие шлировых образований в мелких массивах и штоках, закономерность в их распределении, отсутствие структур, характерных для шлировых обособлений и др.).

http://jurassic.ru/

Вторая группа шлиров — слабометаморфизованные ксенолиты интрузий габброидов. Доказательством могут служить некоторые специфические петрографические особенности как шлиров, так и вмещающих их гранитоидов.

Приведем краткую петрографическую характеристику пород удского комплекса.

Гранодиориты характеризуются преобладанием кислого или среднего плагиоклаза (олигоклаз № 25 до андезина № 40, реже более основной) над калиевым полевым шпатом (последний нередко отсутствует) при значительном содержании кварца (20—25, изредка 30%). Содержание цветных минералов 10—20%. Среди них преобладает роговая обманка, реже биотит. Акцессорные минералы — сфен и ортит. Первый присутствует почти в каждом шлифе в виде крупных зерен. Кроме того, отмечаются магнетит, апатит, титаномагнетит, изредка циркон.

Для плагиоклазов характерны резкий идиоморфизм, зональное строение и слабая степень изменения. Структура преимущественно гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая или близкая к монцонитовой.

С гранодиоритами тесно связаны плагиограниты и адамеллиты, слагающие отдельные части дифференцированных преимущественно гранодиоритовых интрузий или являющиеся их разновидностями. От гранодиоритов описываемые породы отличаются более лейкократовым характером, высоким (25—30%) содержанием кварца и преобладанием биотита над роговой обманкой. Состав главных породообразующих минералов в плагиогранитах следующий: плагиоклаз до 60%, кварц 25—35%, калиевый полевой шпат до 10%, небольшое количество темноцветных минералов. В адамеллитах содержание плагиоклаза и калиевого полевого шпата примерно равны. Плагиоклаз более кислый, чем в гранодиоритах, а цветной минерал представлен почти исключительно биотитом. Состав пород: плагиоклаз (олигоклаз, изредка андезин) 35—45%, калиевый полевой шпат 30—35%, кварц 20—25%, биотит — до 10%, изредка роговая обманка. Акцессорные: апатит, циркон, сфен, рудный минерал.

В нормальных гранитах калиевым полевым шпатом слагаются 30—35% породы.

Диориты и кварцевые диориты состоят преимущественно из плагиоклазов — 60—70% (андезин до лабрадора), роговой обманки — 20—35%, биотита — 3—7% и иногда пироксена — 0,5%. Постоянно присутствует то или иное количество кварца и калиевого полевого шпата, в зависимости от содержания которых породы через промежуточные разности приближаются или к гранодиоритам, или при увеличении содержания фемических минералов к меланократовым диоритам.

3. Гипабиссальные и субвулканические тела гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, диоритовых порфиритов. Эти породы пользуются очень широким распространением в зоне Становика-Джугджура, слагая различные по величине и форме малые интрузии, штоки, гипабиссальные и субвулканические тела. Возникновение их связано с заключительными этапами раннемеловой интрузивной деятельности.

Рассматриваемые массивы нередко имеют сложное строение: в центральных частях породы более или менее раскристаллизованы, а по направлению к контактам состав и структуры их меняются, в результате чего наблюдается широкая гамма разновидностей с постепенными переходами между ними. Такие массивы (лакколиты) описаны А. Г. Кацем и другими исследователями в верховьях р. Гилюя в междуречье Нижн. Ларбы и Средн. Ларбы.

http://jurassic.ru/

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры известны главным образом в виде даек. Это светлые или розовато-серые порфировые породы с фельзитовой, сферолитовой, микрографической или микрогранитовой основной массой. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазами (олигоклаз № 20—25), кварцем, изредка калиевым полевым шпатом, биотитом и роговой обманкой. Основная масса обычно кварц-полевошпатовая с небольшим количеством мелких листочков биотита. Среди акцессорных минералов присутствуют циркон, рудный минерал, реже сфен и апатит.

Близки по составу к этим породам фельзиты и фельзит-порфиры, отличающиеся лишь структурами основной массы и иногда составом вкрапленников.

Наибольшим распространением среди гипабиссальных образований пользуются гранодиорит-порфиры, слагающие небольшие интрузии, штоки и дайковые тела. Структура пород порфировидная, основная масса микрогипидиоморфная, микрогранитовая, иногда с участками сферолитовой. Вкрапленники представлены обычно плагиоклазом, в меньшем количестве амфиболом и биотитом. Плагиоклаз, слагающий иногда до 80% вкрапленников, по составу чаще всего отвечает андезину. Минерал обычно в той или иной степени деанортитизирован, альбитизирован и эпидотизирован. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, тоже в той или иной степени замещенной хлоритом, эпидотом и кальцитом. Основная масса кварц-полевошпатовая, состоящая из плагиоклаза, кварца, ортоклаза, амфибола и биотита. Акцессорные минералы — апатит и магнетит.

Для гранодиорит-порфиров весьма характерны интенсивные вторичные изменения, возникающие в результате автометаморфических процессов. Порфириты, слагающие обычно маломощные дайки, по составу вкрапленников разделяются на плагиоклазовые, амфиболитовые и пироксеновые. Наибольшим распространением пользуются плагиоклазовые разности — темные зеленовато-серые породы с порфировой структурой. Вкрапленники в них представлены исключительно плагиоклазом типа андезин-лабрадора, слагающим до 25—30% породы.

В пироксеновых порфиритах фенокристы, составляющие от 10 до 50% всей породы, представлены плагиоклазом, пироксеном и единичными кристаллами роговой обманки. Плагиоклаз по составу отвечает лабрадору, пироксен-авгиту. Темноцветные минералы замещены хлоритом и эпидотом. Акцессорные минералы: сфен, рудный и циркон. Так же, как для гранодиорит-порфиров, характерны интенсивные вторичные изменения — хлоритизация, серицитизация (плагиоклазов), эпидотизация, карбонатизация.

Диоритовые порфириты чаще всего встречаются в виде даек. Реже они слагают малые интрузии или отдельные их части. Структура пород порфировидная, основная масса микрозернистая, состоящая из плагиоклазов и роговой обманки. В порфировидных выделениях — плагиоклаз (андезин № 35—40), роговая обманка, изредка кварц. В результате автометаморфизма породы в различной степени изменены (серицитизация, эпидотизация и другие изменения).

Микродиориты по существу мало чем отличаются от диоритов, входящих в состав крупных массивов.

Контакты интрузивов раннемеловых гранитоидов обычно сложные (при пологом залегании контактовой поверхности), извилистые, с многочисленными апофизами и инъекционными жилами во вмещающие породы, с захватом ксенолитов и образованием гибридных и контактово-измененных разностей. Л. И. Красным в пределах Прибрежного хребта описаны в краевых частях интрузивов переработанные в различ-

http://jurassic.ru/

ной степени ксенолиты порфиритов и их туфов, входящих в состав джолонской свиты. Многочисленные ксенолиты гнейсов, амфиболитов и других пород в экзоконтактовых зонах наблюдались также В. Н. Мошкиным на Майском хребте, В. В. Шихановым и В. А. Сысоевым в хр. Джугджур, С. П. Нестеренко и Б. А. Микаиловым и другими исследователями в различных частях Станового хребта.

Контактовый метаморфизм в связи с описываемыми гранитоидами проявляется повсеместно. В случае пологих контактов гранитоиды содержат многочисленные остатки кровли самых различных размеров (Дыриндинский массив на Становом хребте, Чалбук-Яконский массив в хр. Джугджур и др.). В случае крутых контактов зоны контактово-измененных пород очень маломощны и измеряются единицами метров (Джангинский массив в хр. Джугджур, Ларбиканский массив на хр. Становом и др.).

Гнейсы и кристаллические сланцы архея и протерозоя обычно окварцованы, нередко пиритизированы и содержат многочисленные инъекционные жилы гранитоидов. Такие же изменения описаны С. М. Калимулиным в синийских отложениях на контакте с позднеюрскими гранитоидами. В контактах с анортозитами резко увеличивается содержание вторичных минералов: цоизита, эпидота, альбита, хлорита, кварца.

Наиболее интенсивные изменения претерпевают мезозойские и палеозойские эффузивные и осадочные отложения, подвергающиеся окремнению, эпидотизации и ороговикованию вплоть до образования типичных кварц-слюдистых роговиков. Иногда в контактовых разностях встречаются новообразования граната, андалузита и кордиерита.

Почти повсеместно в зоне эндо- и экзоконтакта развита пиритизация.

Мощность зон контактово-измененных пород колеблется от единиц до первых сотен метров (Уяно-Тавитчакский массив в верховьях р. Уян, хр. Джугджур и др.), достигая иногда 4—5 *км* (Чильчинский массив, хр. Становой и др.). Наиболее мощные изменения фиксируются в метаморфических породах протерозоя и архея, где гранитоиды нередко образуют мощную зону мигматизации с образованием теневых мигматитов, гибридных пород и проявлениями процессов гранитизации.

Возраст описываемых интрузий определяется следующими данными. В хребтах Джугджур и Прибрежном и в восточной части хр. Станового они прорывают и метаморфизуют эффузивы джолонской свиты, относимой на основании находок флоры к верхней юре — низам мела. В центральной части хр. Джугджур, в бассейне р. Маймакан, гранитоиды удского комплекса перекрыты кислыми эффузивами магейской свиты, возраст которой условно считается раннемеловым. В основании последних здесь залегает горизонт лаво- и туфоконгломератов с галькой удских гранитоидов. Галька обычно хорошо окатана и имеет размеры от 1—2 до 10 *см* в диаметре. Западнее, в бассейне р. Удыхина гранитоиды перекрыты толщей конгломератов с флорой неокома.

Таким образом, на основании имеющихся в настоящее время геологических данных, возраст гранитоидов удского комплекса может быть определен как раннемеловой *.

В пределах северо-восточной части хр. Джугджур, в междуречье Тотты, Сев. Уя и Мал. Комуя С. М. Калимулиным выделены в последние годы позднеюрские гранитоиды, очень близкие по составу и некоторым минералого-структурным особенностям к удскому комплексу. В оп-

* Ранний мел может быть принят только в качестве верхней границы комплекса. Не исключен, особенно для западной части Станового хребта, и позднеюрский возраст отдельных членов этого комплекса.— *Ред.*

http://jurassic.ru/

ределении их возраста автор ссылается на А. Я. Ставцева, по данным которого аналогичные гранитоиды прорывают нельбачанскую свиту с флорой верхней юры и перекрыты андезитами нетской свиты. Скорее всего, здесь допущена ошибка в установлении взаимоотношений с перекрывающими гранитоиды андезитами и их туфами. Последние являются, возможно, аналогами верхнеюрской — нижнемеловой джолонской свиты. Эти сомнения возникают в связи с отсутствием в восточной части зоны Становика-Джугджура заведомо юрских гранитоидов.

В пределах Станового хребта (р. Оконон) описываемые гранитоиды, по данным П. А. Сушкова, прорывают нижне-среднеюрские песчаники и конгломераты, охарактеризованные флорой, а в бассейне р. Тимптон (гора Кара-Бурен) и в районе оз. Токо — нижнемеловые континентальные отложения (А. Г. Кац, П. А. Сушков).

Определения абсолютного возраста гранитоидов, выполненные в лабораториях ДВГУ, ВСЕГЕИ и ВАГТ, дают цифры одного порядка — 120—132 млн. лет, что согласуется с геологическими данными. Единичные анализы отклоняются до 110—113 и 139—145 млн. лет.

Металлогения рассматриваемых интрузий изучена крайне слабо. Предполагается связь с ними проявлений свинцово-цинковой, медной, вольфрамовой и редкоземельной минерализации. Не совсем ясен в этом районе генезис золота. В этой связи заслуживают внимания указания Н. С. Шпак о находках его в протолочке из ороговикованных порфиритов джолонской свиты в контакте с гранитоидами второй фазы. Интересно, что на северо-востоке, к полосе так называемых «охотских» гранитоидов приурочены многочисленные проявления золотого и реже сульфидного оруденения. Многие исследователи (В. Н. Мошкин, В. И. Гольденберг, Ю. Б. Казмин, Г. Б. Гиммельфарб и др.) связывают с удскими гранитоидами небольшие рудопроявления молибдена в хребтах Прибрежном, Майском и Становом, что вряд ли соответствует действительности. Более вероятно, что источником молибдена служили позднемеловые лейкократовые граниты.

Характерные особенности раннемеловых гранитоидов следующие: а) низкое содержание калия, приводящее к преобладанию плагиоклаза над калиевым полевым шпатом в минералогическом составе; б) присутствие многочисленных ксенолитов вмещающих пород, особенно в зонах контакта; в) наличие более основных, чем центральные части массивов, эндоконтактовых фаций; г) присутствие сфена и ортита, как ведущих акцессорных минералов.

Раннемеловой (алданский) интрузивный комплекс *. В отличие от интрузивов хребтов Станового и Джугджур, близких по составу и структурам к породам, развитым в обычных складчатых областях, севернее, вдоль своеобразных предгорных юрских прогибов Алданского щита, широко развиты нижнемеловые гипабиссальные интрузии с составом, уклоняющимся в сторону щелочного. На северо-востоке, в центральной части хр. Джугджур, описываемые породы (или их аналоги?) отмечены среди синийских осадочных отложений, а дайки фельзит-порфиров и плагиоклазовых порфиритов наблюдались в поле развития эффузивов джолонской свиты.

О возрасте описанных пород имеются следующие данные. На северных отрогах хр. Станового гранодиорит-порфиры и сиенит-диориты,

* Объем этого комплекса и самостоятельное его значение подвергается сомнению со стороны ряда специалистов. Существует предположение (Ю. А. Альбов), что он включает разнообразные породы, связанные как с завершающими стадиями формирования удского комплекса, так и наиболее молодые образования дайковой формации.— *Ред.*

http://jurassic.ru/

по данным Т. С. Долгих, прорывают и интенсивно метаморфизуют осадочные породы верхней юры (кроме верхнеюрской токинской свиты). Северо-восточнее, в пределах хр. Джугджур, наблюдались активные контакты их с синийскими осадочными и верхнеюрско-нижнемеловыми эффузивными образованиями. На основании изложенных фактов интрузии алданского комплекса связываются с раннемеловым вулканизмом.

Состав пород, объединенных в раннемеловой комплекс, очень разнообразен. В юго-восточной части Алданского щита, примыкающей к хр. Становому, по данным В. И. Гольденберга и других, сиенит-диориты моложе гранодиорит-порфиров. Последние прорваны также микродиоритами, диоритовыми порфиритами и спессартитами. По материалам Т. С. Долгих, намечаются три возрастные группы раннемеловых интрузивных образований.

1. Большая часть интрузий, представленных гранодиорит-порфирами, плагиогранит-порфирами, кварцевыми порфирами, диоритовыми порфиритами и всеми промежуточными между ними разновидностями.

2. Более молодые микродиориты, диоритовые порфириты, изредка спессартиты, слагающие дайковые или пластовые тела, по петрографическому составу очень близки породам первой группы.

3. Сиенит-диориты, прорывающие породы предыдущей группы.

В пределах центральных частей хр. Джугджур М. А. Тарховой выделяются две разновозрастные группы — кислых и средних (плагиопорфиры, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, диорит-порфириты, порфириты) и более молодых основных и щелочных пород (диориты, сиенит-диориты, гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры, сиенит-порфиры и бостонит-порфиры). Небольшим развитием пользуются кислые и средние породы, ближе к платформе возрастает роль щелочных разностей. Описываемые породы слагают различные по размерам и форме штоки, пластовые тела и секущие дайки. Т. С. Долгих в истоках Атугейя, Нингама и других рек наблюдала сложные тела плагиогранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и сиенит-диоритов с ответвлениями многочисленных пластовых залежей и многоярусные пластовые интрузии среди нормально осадочных отложений юры и метаморфических отложений архея. Самой распространенной формой залегания раннемеловых интрузий являются пластовые залежи.

Петрографический состав и степень раскристаллизованности пород обычно зависят от величины слагаемого ими тела: чем интрузив крупнее, тем полнее раскристаллизованность пород, тем больше содержится в породе кварца и калиевого полевого шпата и одновременно уменьшается количество плагиоклаза и цветных компонентов. Размеры штоков колеблются от 5 до 150 *км*^{2}. Мощность пластовых тел также различна: от 5—10 до 20—30 *м* при протяженности до 8 *км* для порфиритов, диоритов и гранодиорит-порфиров и от 50—100 до 600 *м* при протяженности до 15 *км* для более кислых разностей — фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и плагиопорфиров. Мощность даек невелика — 1—10 *м*, протяженность до 1—2 *км*.

Контактовый метаморфизм пород, вмещающих раннемеловые интрузии, интенсивно проявлен вблизи массивов и значительно слабее выражен около дайковых и пластовых тел. При метаморфизме юрских отложений образуются хиастолитовые и узловато-пятнистые сланцы, андалузит-биотитовые и кордиерит-андалузит-биотитовые роговики, биотит-гранатовые сланцы. Углисто-глинистые сланцы превращены в графит-андалузитовые сланцы и роговики с крупными выделениями андалузита, реже кордиерита. На начальных стадиях метаморфизма глинистых пород образуются биотит и серицит. Синийские песчаники преобразуются в серицитовые роговики. Кембрийские известняки мра-

http://jurassic.ru/

моризуются, в них возникают участки и радиально-лучистые агрегаты тремолита. В кристаллических сланцах и эффузивных породах степень контактовых изменений незначительна.

Кварцевые порфиры слагают дайки, пластовые тела, реже участвуют в строении штоков и лакколитов. Это белые, светло-серые массивные породы с вкрапленниками полевых шпатов, кварца (до 1,0 *мм*), изредка табличек черно-бурого биотита. Основная масса мелко- или скрытокристаллическая с микропойкилитовой, участками фельзитовой структурой. Текстура флюидальная, реже массивная. Плагиоклаз по составу отвечает альбиту, калиевый полевой шпат — ортоклазу, реже санидину.

Плагиогранит-порфиры слагают обычно краевые части пластовых тел и, кроме того, наблюдаются в маломощных секущих жилах и небольших штоках. Светло-серые, почти белые, или несколько розоватые породы состоят из вкрапленников округлых зерен кварца и табличек полевых шпатов. Количество темноцветных минералов — биотита и амфибола обычно невелико.

Фельзит-порфиры и фельзиты представляют собой светлые розовато-серые сиреневато-серые порфировые породы с микропойкилитовой или псевдосферолитовой основной массой кварц-полевошпатового состава. Вкрапленники редки и составляют 1—2% породы в фельзитах и 5—10% в фельзит-порфирах. Обычно это плагиоклаз, реже кварц и биотит.

Гранодиорит-порфиры встречаются обычно в небольших по мощности дайках, участвуют в строении штоков, реже пластовых тел. Серые, иногда зеленовато- или розовато-серые породы с мелкозернистой основной массой и вкрапленниками плагиоклаза (олигоклаз № 20—25 и олигоклаз-андезин), реже биотита и роговой обманки (0,2—0,3 *мм*). Вкрапленники слагают от 15 до 70% пород. Структура порфировая, основная масса микропойкилитовая или призматически-зернистая, в отдельных участках приближающаяся к гипидиоморфнозернистой. Выделяются роговообманковые и биотит-роговообманковые разности.

Порфириты и диоритовые порфириты слагают в основном пластовые, реже секущие жильные и штокообразные тела. Порфириты по составу вкрапленников разделяются на плагиоклазовые и роговообманковые. Структура пород порфировая, вкрапленники слагают от 10 до 50% породы. Основная масса состоит обычно из полевых шпатов и темноцветных минералов с очень небольшим количеством кварца и калиевого полевого шпата. Структура микролитовая, призматически-зернистая, иногда интерсертальная. Вкрапленники слагают от 10 до 50% породы. В плагиоклазовых разностях вкрапленники обладают четко выраженным зональным строением с андезиновым ядром и олигоклаз-андезиновой оторочкой. Акцессорные минералы представлены главным образом рудным минералом, в меньшем количестве встречаются апатит и сфен. В результате интенсивных процессов автометаморфизма (хлоритизация, карбонатизация, эпидотизация, пелитизация) породы претерпевают значительные изменения.

С породами алданского комплекса отчасти связывается золотоносность некоторых районов Станового хребта.

РАННЕМЕЛОВЫЕ — ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Джугджурский интрузивный комплекс. Интрузивные породы преимущественно умеренно кислого состава, формирование которых относится к окончанию раннемелового и началу позднемелового времени, различными исследователями объединяются в составе джугджурского

http://jurassic.ru/

интрузивного комплекса. Они распространены главным образом на территории центральной и северо-восточной частей Джугджурского хребта и прибрежной части Охотского моря.

По форме интрузивных проявлений и петрохимическим особенностям породы джугджурского комплекса во многом тождественны раннемеловым интрузиям удского комплекса. Геологическая позиция джугджурских интрузий определяется их приуроченностью к юго-западной части Охотского вулканогенного (Красный, 1960), или тектономагматического (Устиев, 1959) пояса. Проявление интрузивной деятельности происходило в три фазы. Главной является вторая фаза, с которой связано становление основной массы интрузивных тел умеренно кислого состава. Интрузии этой фазы, подчас крупных размеров, имеют обычно дифференцированный состав от гранитов до диоритов и даже габбро-диоритов. Некоторыми исследователями (М. А. Тархова, В. М. Терентьев и др.) отмечается проявление более ранней фазы, предшествовавшей основной. С этой наиболее ранней фазой связываются немногочисленные самостоятельные гипабиссальные тела габброидов, диоритов и переходных между ними разностей с массивным и порфировым сложением. Помимо этого, ксенолиты и небольшие тела среднего, реже основного состава М. А. Тархова и некоторые другие исследователи склонны рассматривать также в качестве продуктов проявления первой фазы магматической деятельности этого времени. И, наконец, к третьей завершающей фазе относятся пространственно связанные с гранитоидами второй фазы штоки и дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и других пород.

В качестве продуктов третьей фазы джугджурского комплекса некоторыми исследователями рассматриваются интрузии щелочных, субщелочных и аляскитовых гранитов. Последние целесообразнее рассматривать как самостоятельный тип позднемеловых интрузий, характерных по вещественному составу и металлогенической специализации.

Первая фаза. Роговообманковые диориты, кварцевые диориты, габбро и габбро-диориты. В низовьях р. Олгондо, в бассейнах рек Архай, Тугурма М. А. Тарховой и З. Ф. Богородицкой среди отложений синия описаны небольшие (3—5 *км*^{2}) самостоятельные тела роговообманковых диоритов, габбро, габбро-диоритов и кварцевых диоритов. Рассматриваются они как интрузивные проявления начального этапа становления джугджурского комплекса. Наличие в некоторых других местах хр. Джугджур небольших, часто дифференцированных интрузий первой фазы отмечается также В. М. Терентьевым и В. А. Рудником.

Породы, слагающие эти интрузии, имеют мелкозернистое, реже крупнозернистое сложение и переменный вещественный состав — от микродиоритов до крупнозернистых габбро. Структуры их призматически-зернистые, пойкилоофитовые, иногда порфировые. Минеральный состав характеризуется комбинацией обыкновенной роговой обманки и андезина или лабрадора (в габбро) в различных соотношениях. Количество роговой обманки колеблется от 25—30% в диоритах, до 60% в габбро, а плагиоклазов от 30 до 60—65% соответственно. В небольших количествах к ним присоединяются кварц и калиевый полевой шпат. Довольно существенные колебания в составе и структуре пород свидетельствуют об их гибридном характере.

Вторая фаза. Интрузии умеренно кислого и среднего состава. В центральной и северо-восточной части Джугджурского хребта гранитоиды второй фазы джугджурского комплекса распространены весьма широко. Они слагают многочисленные массивы размером от нескольких квадратных километров до 300—500 *км*^{2}. Некоторыми исследователями

http://jurassic.ru/

Западного Приохотья (В. И. Гольденберг, В. Ф. Зубков, М. А. Тархова и др.) эти гранитоиды описаны в бассейне рек Магея, Тунума, Батомги, Алдомы, Челасина, Танчи и в других местах.

Массивы сложены гранодиоритами, гранитами, граносиенитами, монцонитами, кварцевыми диоритами и диоритами, реже габбро-диоритами. Одной из отличительных особенностей описываемых интрузивов является частая фациальная изменчивость пород от гранитов до диоритов и даже габбро-диоритов. При этом, большим распространением пользуются умеренно кислые разности гранодиоритового состава. Дифференцированное строение многих массивов проявлено четко: центральные части слагаются гранитами и гранодиоритами (часто порфировидными), а эндоконтактовые фации представлены более основными разностями, вплоть до диоритов и габбро-диоритов. Последние иногда слагают небольшие самостоятельные тела (реки Чукаакчан и Лантарь). В приконтактовых частях массивов иногда развиты порфировые фации, в то время как их центральные части характеризуются крупнозернистым сложением. Обычным же является среднезернистое или порфировидное сложение пород.

Положение интрузий отчетливо контролируется разрывной тектоникой. Отдельные тела располагаются в тектонически ослабленных зонах, где вмещающие породы разбиты серией разрывных нарушений, которые благоприятствовали внедрению магмы. Вмещающими гранитоиды породами являются эффузивные образования джолонской и магейской свит (верхняя юра, нижний мел), породы габбро-анортозитового и гнейсового комплексов нижнего протерозоя.

Ниже приводится сжатая характеристика вещественного состава пород второй фазы джугджурского комплекса.

Гранодиориты — среднезернистые, разнозернистые или порфировидные породы серого, розово-серого цвета, часто с лиловым оттенком. Структура гранодиоритов гипидиоморфнозернистая, гранитная. Состоят они из олигоклаза и зонального андезина (40—45%), калиевого полевого шпата (15—30%), кварца (15—25%) и темноцветных минералов (до 15%), представленных роговой обманкой и биотитом. Иногда к ним присоединяется небольшое количество моноклинного пироксена (до 5%). В гранитах содержание микропертитового калиевого полевого шпата возрастает до 30—40%, а кварца до 30—35%. Соответственно количество плагиоклазов (олигоклаза) уменьшается до 20—30%, а темноцветных минералов до 5—10%. При преобладании калиевого полевого шпата содержание кварца иногда понижается до 10% и менее, что приближает породы к граносиенитам. Монциониты содержат андезин (№ 38—40) до 40—45% и калиевый полевой шпат до 25%; структура монцонитовая. Содержание в них роговой обманки, биотита и пироксена достигает 20%.

Для кварцевых диоритов и диоритов типичны призматически-зернистые структуры. Из породообразующих минералов в них преобладает андезин (до 60%). Темноцветные минералы (25—40%) представлены авгитом и роговой обманкой, биотит является мало характерным минералом. И кварц и калиевый полевой шпат не превышают 5—10%.

В приконтактовых частях массивов породы по составу иногда отвечают габбро-диоритам. Последние состоят из андезин-лабрадора и моноклинного пироксена. В количестве до 5% присутствует калиевый полевой шпат. Структуры пород габбро-офитовые.

В качестве акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, циркон, ортит. Согласно данным В. М. Терентьева и В. А. Рудника, среди акцессориев отмечены также циртолит, торит и ураноторит.

http://jurassic.ru/

Третья фаза. Гипабиссальные интрузии кислого и среднего состава. Породы третьей фазы джугджурского интрузивного комплекса слагают гипабиссальные, субвулканические тела небольшого размера. Это штоки площадью до 20 *км*^{2} и дайковые тела мощностью до 5—7 *м*. Пространственно они взаимосвязаны с гранитоидами второй фазы и в ряде мест (реки Иктанда, Овланджа) их прорывают. Представлены гипабиссальные интрузии кварцевыми порфирами, гранит-порфирами, плагиогранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диоритовыми порфиритами и микродиоритами. Довольно часто встречаются жилы кварца и аплита мощностью до 10—20 *см*. Возрастные соотношения перечисленных пород между собой пока не установлены. Известно лишь, что кварцевые порфиры и гранит-порфиры, помимо самостоятельных тел, встречаются совместно с гранодиорит-порфирами и плагиогранит-порфирами, образуя с ними постепенные взаимопереходы.

Вмещающими породами для интрузий джугджурского комплекса являются кристаллические образования нижнего протерозоя (гнейсы и габбро-анортозиты), терригенно-карбонатные отложения синия, среднего палеозоя и вулканогенно-осадочные образования мезозоя. Все они в различной степени подвергались контактовому метаморфизму. Наиболее сильные контактовые воздействия связаны с гранитоидами второй фазы.

Мощность ореолов контактово-измененных пород от десятков метров до 200—300 *м*, реже 2—3 *км*, что находится в прямой зависимости от характера контакта и состава вмещающих пород. Так гнейсы и габбро-анортозиты, кроме слабого окварцевания и постериорных превращений породообразующих минералов, заметных изменений не несут. Что касается терригенно-карбонатных и вулканогенных образований, то здесь контактовый метаморфизм проявлен более интенсивно. Кислые эффузивы обычно окварцованы и пиритизированы и образуют породы типа микрокварцитов. По эффузивам среднего состава образуются кварц-биотитовые, кварц-биотит-эпидотовые роговики, иногда с силлиманитом и диопсидом. Песчано-глинистые отложения в зонах контактового метаморфизма превращаются в слюдистые, биотит-кордиеритовые, андалузит-кварц-мусковитовые роговики. Карбонатные породы, как правило, мраморизованы. Иногда вдоль контакта по ним отдельными участками, гнездами развиваются скарны, состоящие из диопсида, геденбергита, гроссуляра или андрадита и рудных минералов: галенита, сфалерита, реже халькопирита, магнетита и арсенопирита. В целом с интрузиями джугджурского комплекса связана полиметаллическая, преимущественно медная, минерализация. В зонах интенсивно пиритизированных пород установлена слабая золотоносность (В. И. Гольденберг).

В пределах юго-западной части Охотского вулканогенного пояса интрузии джугджурского комплекса прорывают все эффузивные и эффузивно-осадочные образования, в том числе эффузивы магейской свиты. Последняя для удских гранитоидов является перекрывающей, определяя их верхнюю возрастную границу. Джугджурские гранитоиды, во многих местах перекрываются андезитами, андезитовыми порфиритами мевочанской свиты (палеоген). Кроме того, в бассейне р. Тогонох, согласно данным А. А. Ставцева, они перекрыты кислыми эффузивами, в которых найдены споры и пыльца сеномана и турона. Можно полагать, что формирование интрузий джугджурского комплекса во времени приходится приблизительно на границу раннего и позднего мела. Таким образом, становление удских и джугджурских гранитоидов, имеющих ряд общих черт, по имеющимся к настоящему времени данным, разорвано во времени излиянием кислых эффузивов магейской

http://jurassic.ru/

свиты нижнего мела. Следует учитывать, что в случае отсутствия последних, отнесение гранитоидов к тому или иному комплексу представляет значительные трудности.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Щелочные, субщелочные, аляскитовые, лейкократовые и биотитовые граниты, гранит-порфиры (удыхынский интрузивный комплекс). С гранитоидами удского и джугджурского комплексов почти повсеместно в зоне Становика-Джугджура пространственно связаны щелочные, субщелочные, аляскитовые и лейкократовые биотитовые граниты. Они представляют собой трещинные интрузии, вытянутые вдоль разломов и залегающие среди осадочных, эффузивных, метаморфических и разнообразных магматических пород.

Для определения возраста гранитоидов удыхынского комплекса в настоящее время имеются следующие данные. Достоверно установлены активные контакты их с синийскими отложениями, с условно нижнемеловыми кислыми эффузивами (магейская свита на хр. Джугджур), с раннемеловыми гранитоидами удского комплекса и с континентальной толщей неокома. На основании этого описанные граниты считались позднемеловыми.

В последние годы в северной части хр. Джугджур получены некоторые новые данные, уточняющие возраст описанных гранитов. Установлены рвущие контакты щелочных гранитов с богдарыканской толщей липаритов, кварцевых трахитов и их туфов, возраст которых, на основании находок спор считается позднемеловым (сеноман — турон). Галька аналогичных гранитов встречена в верховьях Алдомы и Гонама в туфоконгломератах тогонохской свиты верхнего мела (возможно, датский ярус).

Определения абсолютного возраста, выполненные в лаборатории ДВГУ Т. К. Ковальчук, дают цифры в 89—114 млн. лет.

Размеры интрузий удыхынского комплекса варьируют в широких пределах — от даек и штоков до массивов площадью в 100—200 *км*². Форма интрузий от изометрической или неправильной до сильно вытянутой. Порфировые фации приурочены к апикальным и приконтактовым частям интрузий и связаны с нормально раскристаллизованными разностями постепенными переходами. Массивы верхнемеловых гранитоидов обычно не обнаруживают признаков дифференциации. Наличие постепенных переходов между отдельными разностями слагающих их пород свидетельствует о формировании комплекса в одну интрузивную фазу.

Контакты интрузий обычно пологие и это обусловливает наличие вокруг них мощных контактовых ореолов. Вмещающие породы претерпевают значительные изменения главным образом окварцевание, ороговикование, биотитизацию. Кислые эффузивы магейской свиты обогащаются мелкочешуйчатым биотитом, серицитом и кварцем до образования типичных кварц-полевошпатовых и кварц-биотитовых роговиков. На контакте с раннемеловыми гранитоидами возникают гибридные породы; повышается содержание кварца, полевых шпатов и биотита в нижнепротерозойских габброидах. В осадочных породах в непосредственной близости к контакту появляются ставролит, андалузит, гранат. Почти повсеместно контактовый метаморфизм сопровождается рассеянной пиритизацией пород. Мощность зон контактово-измененных пород различна и колеблется от единиц до сотен метров. В среднем течении р. Зеи В. С. Федоровский наблюдал контактовые изменения в континентальных отложениях уганской свиты (верхняя юра — нижний мел) на расстоянии 2 *км* от интрузий.

http://jurassic.ru/

В эндоконтактах все разности позднемеловых гранитов переходят в мелкозернистые, порфировидные и порфировые фации и характеризуются интенсивными проявлениями процессов автометаморфизма (серицитизация и каолинизация полевых шпатов, хлоритизация биотита, развитие вторичных кварца и мусковита, иногда микроклинизация и альбитизация).

С заключительным этапом формирования позднемелового комплекса связано образование даек гранит- и плагиогранит-порфиров, микрогранитов, аплитов и немногочисленных кварцевых и пегматитовых жил. Мощность даек колеблется от 2—3 до 70—80 *м*, протяженность не более первых сотен метров.

Характерными особенностями гранитоидов удыхынского комплекса являются: 1) наличие щелочных гранитов с резким преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом; 2) наличие миаролитовых пустот, выполненных мелкими кристаллами кварца, реже полевого шпата; 3) присутствие в породах темно-серого или дымчатого кварца; 4) наличие радиоактивного циркона; 5) интенсивное развитие процессов автометаморфизма, особенно в зонах эндоконтактов; 6) молибденовая металлогеническая специализация.

Аляскитовые граниты представляют собой массивные светлые, розовые или розовато-серые породы среднезернистого или мелкозернистого сложения. Нередко структура гранитов порфировидная.

Породы сложены калиевым полевым шпатом, содержание которого колеблется от 40 до 70%, кварцем — 30—35%, плагиоклазом — 5—20%. Содержание плагиоклаза в щелочных разностях понижается до 1—2%, а кварца увеличивается до 50%. Плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу и нередко нацело альбитизирован и пелитизирован. Для калиевого полевого шпата характерно пертитовое строение. Некоторая часть минерала образуется, видимо, при процессах метасоматоза, на что указывают его реакционные взаимоотношения с плагиоклазом и очень высокое содержание. Акцессорные минералы: циркон и рудный минерал, реже встречаются апатит и сфен. В протолочках из мелкозернистых субщелочных аляскитовых гранитов центральной части хр. Джугджур А. Л. Ставцевым и В. И. Гольденбергом обнаружены, кроме того, ортит, циртолит, поликраз, малакон и ураноторит.

Лейкократовые биотитовые граниты отличаются от описанных выше лишь несколько большим содержанием биотита (1—7%), более основным плагиоклазом (олигоклаз № 20—23) и преобладанием порфировидных разностей над равномернозернистыми.

В западной части Станового хребта Ю. Б. Казмин, как одну из характерных особенностей описываемых гранитов, отмечает раннюю кристаллизацию кварца, приводящую к резкому идиоморфизму. На идиоморфизм кварца в гранитах Малокомуйского массива на хр. Джугджур указывает и М. С. Калимулин. Состав пород: кварца 25—30%, калиевого полевого шпата 25—30%, плагиоклаза 25—30%, биотита 1—7%. Из акцессорных минералов установлены циркон, магнетит, апатит, изредка ортит.

Гранит-порфиры краевых частей массивов обладают ярко выраженной порфировой структурой, массивной текстурой и серовато-розовым цветом. Вкрапленники представлены кварцем и калиевым полевым шпатом, реже биотитом и плагиоклазом. Основная масса кварц-полевошпатовая, микроаплитовая. Акцессорные минералы: циркон, рудный минерал, апатит, изредка ортит. Постепенными переходами описанные породы связаны с нормальными равномернозернистыми гранитами центральных частей интрузий.

http://jurassic.ru/

Плагиогранит-порфиры отличаются от гранит-порфиров, главным образом, полным или почти полным отсутствием во вкрапленниках кварца и калиевого полевого шпата. Примерно 90% порфировых выделений приходится на долю плагиоклазов (альбит-олигоклаз).

Микрограниты встречаются в виде отдельных даек или серии даек в породах различных комплексов. Мощность их колеблется от 2—3 до 70—80 *м*. Это светло-серые, серые, зеленовато-серые породы с плотной микрокристаллической основной массой и редкими вкрапленниками плагиоклаза (олигоклаз, олигоклаз-андезин), калиевого полевого шпата и роговой обманки. Основная масса состоит из мелких лейст плагиоклазов и роговой обманки, сцементированных кварцем.

Очень близки к описанным породам лейкократовые мелкозернистые граниты, наблюдавшиеся в виде даек в восточной части хр. Джугджур. Характерны гранофировые срастания кварца с калиевым полевым шпатом. По структурно-текстурным особенностям и минералогическому составу граниты совершенно аналогичны лейкократовым разностям, слагающим крупные массивы.

Кварцевые порфиры представляют собой светлые, светло-серые или серые с розовым оттенком породы. Основная масса плотная, гранитовая.

Позднемеловые гранитоиды характеризуются ярко выраженной молибденовой металлогенической специализацией.

В пределах северо-восточной части хр. Джугджур, по данным В. И. Гольденберга и А. Л. Ставцева, с позднемеловыми гранитами связана редкометальная минерализация и рудопроявления меди, свинца и цинка.

О расчленении мезозойских интрузивных образований удской серии зоны Становика-Джугджура имеются и иные представления (табл. 19) *.

ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ

Мезозойские интрузии, распространенные в Верхнем Приамурье, весьма разнообразны и сложны. Территорией преимущественного развития их является Янкано-Джелтулинская структурно-формационная зона, где мезозойские интрузии занимают огромные площади. На юге, в пределах Верхнеамурского мезозойского прогиба, интрузии этого возраста отмечаются в небольшом количестве. Сравнительно широко развиты здесь лишь наиболее молодые меловые интрузивные и субвулканические образования. К северу от Тукурингрской зоны глубинных разломов, в протерозойской складчатой области мезозойских (меловых) интрузий немного.

Среди мезозойских интрузий Верхнего Приамурья выделяется ряд интрузивных образований: триасовые (?) основные породы; триасовые лейкократовые граниты; юрские щелочноземельные гранитоиды; юрские лейкократовые граниты; юрские щелочные гранитоиды; раннемеловые гипабиссальные интрузии различного состава; раннемеловые субвулканические интрузии среднего и кислого состава; меловые лампрофиры.

ТРИАСОВЫЕ(?) ИНТРУЗИИ

Основные породы триасового (?) возраста известны в западной части Верхнего Приамурья, в бассейнах верхнего течения рек Уруши, Бол. Ольдоя и Мал. Нюкжи. Они представлены пироксен-амфиболовыми и амфиболовыми габбро, диоритами и кварцевыми диоритами,

* Таблица составлена по предложению редакции тома.

http://jurassic.ru/

Таблица 19

Схема расчленения главнейших мезозойских интрузивных комплексов зоны Становика-Джугджура, по Ю. А. Альбову (1963)

Основные стадии развития мезозойского магматизма		Общая характеристика состава интрузий	Петрографический состав	Глубина формирования интрузий	Размеры интрузивных тел	Формы залегания
Удская серия	IV (несколько фаз)	Преимущественно средние и умеренно кислые	Гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, реже гранит-порфиры и т. п.	Гипабиссальные образования	Мелкие	Дайки, штоки, мелкие трещинные интрузии
		Кислые, субщелочные до щелочных	Гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, микрограниты, гранофиры, кварцевые и бескварцевые порфиры	Приповерхностная (тесная связь с эффузивами)	Мелкие	Дайки, штоки, субвулканические тела — с переходом к экструзиям, лавовым куполам, покровам
	III	Кислые до ультракислых, иногда повышенной щелочности	Граниты, лейкократовые граниты	Небольшая	Небольшие и средних размеров	Трещинные интрузии, небольшие массивы
	II (главная)	Умеренно кислые (с фациальными отклонениями к кислым и средним)	Гранодиориты, адамеллиты, плагиограниты, кварцевые диориты (тоналиты)	Значительная и средняя до небольшой (вертикальная зональность)	Крупные (до нескольких тысяч квадратных километров)	Интрузивные массивы различной формы, линейно вытянутые и изометричные; крупные трещинные интрузии
	I	Основные (с переходом к средним)	Габбро, оливиновые габбро, троктолиты, габбро-диориты	Небольшая	Мелкие	Штоки, небольшие массивы и трещинные тела

http://jurassic.ru/

Основные стадии развития мезозойского магматизма		Проявление вулканизма в связи со становлением интрузий	Вост. Забайкалье — Верхнее Приамурье	Становой хребет	(интрузивные комплексы) хр. Джугджур	Сопоставление со схемой В. Ф. Зубкова и В. В. Шиханова		
Удская серия	IV (несколько фаз)	Широко развиты	Неругучанский, частично амуджиканошахтоминский $J_3 — Cr_1$	Талгыгский Cr_{1+2}	Cr_2	Удыхынский	Поздние фазы	„Алданский" (субщелочные разности дайковых фаз и т. п.)
	III	Возможны	Амуджиканошахтоминский I_3	Удыхынский Cr_1	Cr_{1-2}			
	II (главная)	Неизвестны	Аманандский $I (I_{2-3})$	$J_3, J_3 — Cr_1$ удской, цыганскобакаринский гранодиориты „тындинского типа"	Cr_{1-2} джугджурский — главная фаза	Удской	Вторая фаза	
	I	Неизвестны	Т	$J_3, J_3 — Cr_1$ чалляринский	Cr_1	Чалляринский	Первая фаза	

http://jurassic.ru/

иногда также горнблендитами. Эти породы слагают небольшие неправильные по форме тела или штоки.

Возраст пород этого комплекса определяется весьма приблизительно на основании взаимоотношений с другими интрузиями (Г. И. Степанов и Д. Г. Руденко). Известно, что интрузии рассматриваемого комплекса прорывают палеозойские габброиды и субщелочные породы и среднепалеозойские гранитоиды. В свою очередь породы комплекса прорваны раннеюрскими гранитоидами. Таким образом, возраст их определяется интервалом времени от среднего палеозоя до начала юрского периода. Интрузии их относятся условно к наиболее ранней стадии мезозойского тектоно-магматического цикла — к триасу.

В составе описываемого комплекса выделяются две фазы, интрузивные взаимоотношения между которыми наблюдались Д. Г. Руденко и Г. Г. Пежемским. К первой фазе принадлежат габбро и горнблендиты, ко второй — диориты и кварцевые диориты. Особенностью этих пород является их свежий внешний облик. Часто в них наблюдается габбро-офитовая структура, хорошо видимая в образцах, благодаря крупным размерам кристаллов пироксена и роговой обманки, достигающих иногда длины 8—10 *мм*. Во многих случаях в габброидах развиты плоско-параллельные, изредка также линейные структуры.

В состав пироксен-амфиболовых габбро входят лабрадор (50—70%), моноклинный пироксен (до 20%), обыкновенная роговая обманка (20—25%), нередко также биотит (до 10%) и единичные зерна кварца. В роговообманковых габбро количество роговой обманки увеличивается до 50%, а иногда и более. В составе диоритов и кварцевых диоритов присутствуют плагиоклаз (50—75%), биотит (до 10%), кварц (от 0 до 10—12%). В единичных случаях кварцевые диориты содержат несколько процентов калиевого полевого шпата.

Акцессорные минералы во всех этих породах представлены рудным минералом, количество которого в некоторых пироксен-амфиболовых габбро достигает 5%, апатитом и сфеном. В диоритах и кварцевых диоритах изредка встречается циркон.

Для всех пород, включая и габбро, характерны призматически-зернистая и габбро-офитовая структуры, в диоритах и кварцевых диоритах наблюдается также панидиоморфнозернистая структура.

Жильные породы описываемого комплекса представлены гигантозернистыми амфиболовыми габбро, в которых кристаллы плагиоклаза и особенно роговой обманки достигают нескольких сантиметров в длину, габбро-пегматитами, микродиоритами и лампрофирами. Дайки гигантозернистых габбро встречаются только внутри массивов габброидов. Микродиориты и лампрофиры наблюдаются и в экзоконтактовых зонах.

Лейкократовые граниты предположительно триасового возраста установлены только в южной части Верхнего Приамурья, в области мезозойской складчатости. Массивы их располагаются в пределах Инимского района, а также на правобережье р. Уркана, тяготея к границам мезозойского прогиба или к расположенным внутри него тектоническим глыбам, и не обнаруживают связи с его складчатыми структурами.

Лейкократовые граниты прорывают метаморфизованные девонские (?) породы Инимской глыбы и осадочную толщу верхнетриасового (?) возраста. Верхняя возрастная граница определяется нахождением лейкократовых гранитов в гальке базальных конгломератов дугинской свиты нижне-среднеюрского возраста (Ю. М. Логинов, А. И. Фрейдин). Геологическим данным соответствует и абсолютный возраст пород — 185 млн. лет (Ю. М. Логинов).

http://jurassic.ru/

Лейкократовые граниты обладают гранитовой или аплитовой структурой и сложены микроклином (20—30%), альбитом или альбит-олигоклазом (25—50%), кварцем (30—40%) и биотитом (от единичных чешуй до 1—2%, редко больше). Микроклин этих гранитов содержит большое количество пертитов распада. Альбит нередко корродирует зерна кварца.

По химическому составу (рис. 66) эти породы представляют собой обычные граниты. Небольшое содержание или отсутствие в составе

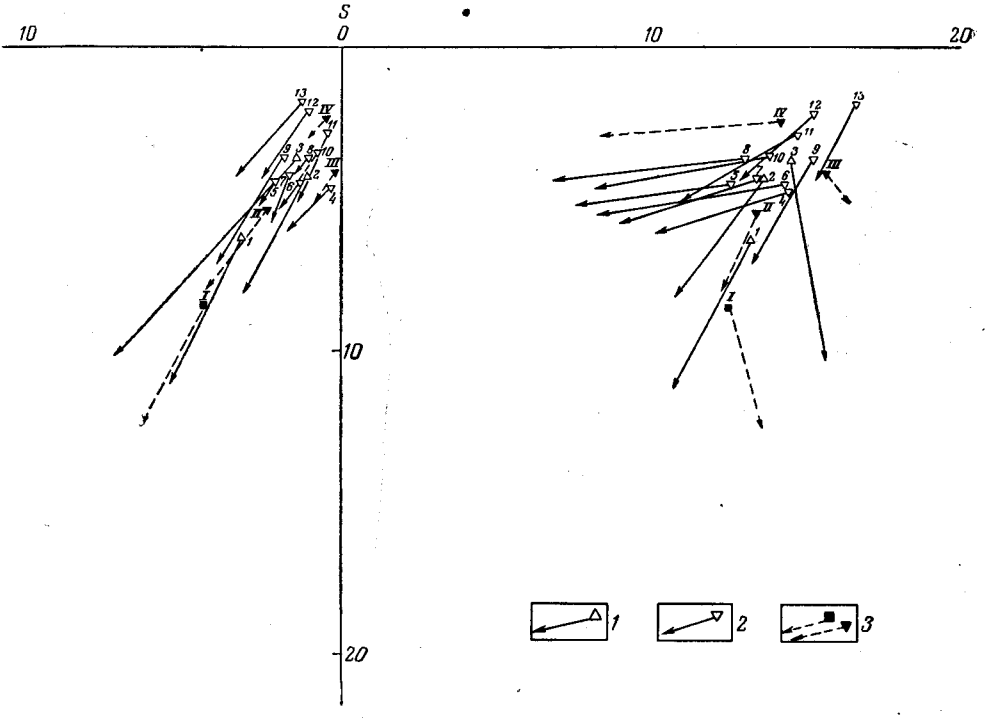


Рис. 66. Диаграмма химического состава триасовых (?) и юрских лейкократовых гранитов

1 — триасовые (?) лейкократовые граниты; *2* — юрские лейкократовые граниты; *3* — средние составы горных пород по Дэли; *I* — гранодиорит, *II* — гранит всех периодов, *III* — щелочной гранит, *IV* — аляскит

темноцветных минералов глинозема отличает их от описанных ниже юрских лейкократовых гранитов, резко пересыщенных глиноземом. Другим различием между ними является невысокая железистость описываемых триасовых гранитов и значительная роль MgO в составе их темноцветных минералов.

Жильные породы комплекса представлены лишь немногочисленными маломощными (до 1—2 *м*) жилами аплитов и пегматитов. В интрузивах Инимского района известны узкие полосы грейзенизированных гранитов, приуроченные к тектоническим контактам.

ЮРСКИЕ ИНТРУЗИИ

Щ е л о ч н о з е м е л ь н ы е г р а н и т о и д ы. К этому комплексу принадлежат кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты. Интрузии их широко развиты в Янкано-Джелтулинской структурно-формационной зоне и отсутствуют в других зонах.

Гранитоиды описываемого интрузивного комплекса прорывают среднепалеозойские гранитоиды и габброиды триасового (?) возраста и

http://jurassic.ru/

сами прорваны юрскими лейкократовыми гранитами. Они установлены также в гальках верхнеюрских (?) и нижнемеловых конгломератов. Для ряда проб получены цифры абсолютного возраста в 150—180 млн. лет.

В состав комплекса входят: 1) биотитовые и амфибол-биотитовые порфировидные гранодиориты, плагиограниты, реже — кварцевые диориты и 2) порфировидные и равномернозернистые граниты. Интрузии обеих фаз в большинстве случаев сближены между собой и слагают обычно крупные массивы, удлиненные параллельно региональному простиранию структур. Первичные плоскопараллельные структуры в породах, слагающих интрузии, обычно ориентированы параллельно общему простиранию структур. Близ контактов с гнейсами и амфиболитами протерозоя наблюдается часто некоторое повышение основности гранитоидов. Именно к таким участкам приурочены большей частью кварцевые диориты.

Гранодиориты и плагиограниты состоят из плагиоклаза, представленного олигоклазом или кислым андезином, калиевого полевого шпата (преимущественно микроклина), кварца (15—30%), биотита (от 5—7 до 20%) и роговой обманки (до 15%). Содержание полевых шпатов изменчиво. Обычное количество плагиоклаза — 35—50%, но иногда оно повышается до 60 и даже 70%. Количество калиевого полевого шпата также изменяется при этом от 30—40 до 5—8%. Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, рудный минерал, часто также ортит. Кварцевые диориты отличаются от гранодиоритов более основным составом плагиоклаза (до андезин-лабрадора) и меньшим количеством или отсутствием калиевого полевого шпата и кварца. В гранитах второй фазы содержание плагиоклаза (олигоклаза или олигоклаз-андезина) колеблется от 30 до 60%, калиевого полевого шпата от 6—7 до 35%. Плагиоклаз обычно значительно преобладает над калиевым полевым шпатом. Остальные минералы — кварц (25—40%) и биотит (5—20%). Вторичные изменения в породах развиты незначительно. Лишь на некоторых участках роговая обманка почти нацело замещается хлоритом.

Особенностями химизма этого комплекса (рис. 67) являются пересыщенность Al_2O_3 большинства его гранитов и плагиогранитов, особенно отчетливо выраженная в породах второй фазы, и повышенное значение Na_2O в сумме щелочей по сравнению со средними составами гранодиоритов и гранитов по Дэли и их средними составами для Амурской области (Попкова, 1961). Плагиогранитам ранней фазы свойственны более высокие, чем в гранитах второй фазы, содержания полевошпатовой извести и фемических составных частей. Низкое содержание извести в анализах 1 и 3 (см. рис. 67) обусловлено наложенной микроклинизацией. Гранитам второй фазы свойственно пониженное количество окислов железа и магния в составе темноцветных минералов, что обусловлено их резкой пересыщенностью глиноземом.

Жильные породы комплекса представлены аплитами, пегматитами, в небольшом количестве гранодиорит-порфирами, диоритовыми порфиритами и лампрофирами.

Лейкократовые граниты. В состав этого комплекса входят лейкократовые граниты, аляскиты, в небольшом количестве также мезократовые биотитовые граниты.

Лейкократовые граниты развиты в Янкано-Джелтулинской структурно-фациальной зоне и в Тукурингрской зоне глубинных разломов. Характерны резко удлиненные контуры интрузивов, расположенные в виде «цепочек». Длина самой крупной «цепочки», прослеживающейся от верховьев р. Уруши до истоков р. Мал. Уркана, более 120 *км*

http://jurassic.ru/

(рис. 68). Эти полосы интрузивов иногда совпадают с тектоническими нарушениями.

В целом полосы интрузивов лейкократовых гранитов располагаются параллельно простиранию главных складчатых и разрывных структур

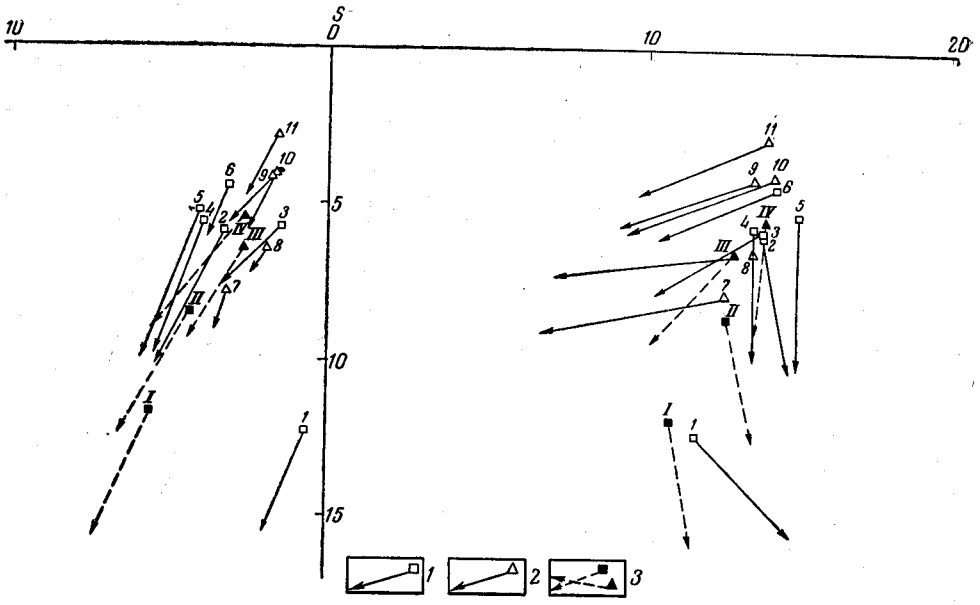


Рис. 67. Диаграмма химического состава юрских щелочно-земельных гранитоидов
1 — гранитоиды I фазы; *2* — граниты II фазы; *3* — средние составы горных пород по Дэли: *I* — кварцевый диорит, *II* — гранодиорит, *III* — послекембрийский гранит, *IV* — щелочноземельный гранит

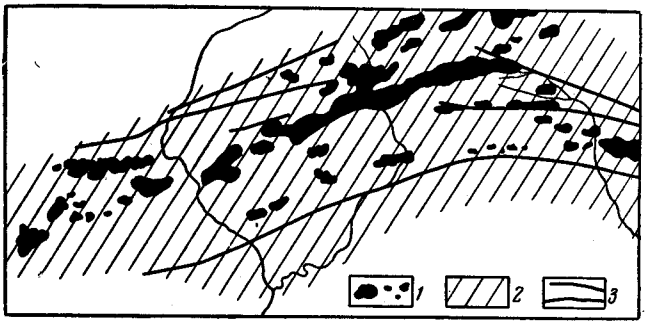


Рис. 68. Интрузивные тела юрских лейкократовых гранитов в среднем течении р. Бол. Ольдой (по С. А. Иванову, А. И. Самусину, Г. И. Степанову)
1 — юрские лейкократовые граниты; *2* — доюрские интрузивные и метаморфические образования; *3* — разломы

региона, повторяя в верховьях рек Мал. Ольдой, Крестовки и Мал. Уркана общий для всех структур поворот от северо-западных простираний на востоке к северо-восточным на западе. Отдельные интрузивные тела гранитов имеют большей частью крутые контакты с вмещающими породами. На водоразделе рек Сергачи и Мал. Кенгурак контакты интрузивов с вмещающими породами пологие.

Основным типом пород описываемого комплекса являются среднезернистые граниты. В среднем и верхнем течении р. Бол. Ольдой

http://jurassic.ru/

С. А. Ивановым выделяются также мелкозернистые граниты, прорывающие среднезернистые и рассматривающиеся как вторая фаза этого же интрузивного комплекса.

Средне- и крупнозернистые лейкократовые граниты обладают гранитовой микроструктурой и состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца и биотита, иногда также мусковита. Калиевый полевой шпат слагает 35—60% породы, иногда его количество снижается до 25%. Плагиоклаз присутствует обычно в количестве 20—25%, но в некоторых разностях изменяется, то уменьшаясь до 15%, то увеличиваясь до 40 и даже 50%. Высокое содержание плагиоклаза свойственно альбитизированным разностям гранитов. Содержание кварца 25—30%, иногда до 40%, биотита 1—3%. Состав плагиоклаза меняется в широких пределах — альбит — альбит-олигоклаз, олигоклаз и даже олигоклаз-андезин. Аляскитовые граниты сложены микроклином (от 35 до 70%), плагиоклазом (10—15, изредка до 30%) и кварцем (20—25%). Акцессорные минералы гранитов — магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон, ортит, гранат, иногда монацит и ксенотим. Содержание магнетита достигает в некоторых случаях нескольких процентов и он становится породообразующим минералом.

Мелкозернистые лейкократовые граниты имеют гранитовую, аплитовую или гипидиоморфнозернистую микроструктуру и состоят из 20—60% микроклина, 15—40% плагиоклаза (от альбит-олигоклаза до основного олигоклаза), 25—35% кварца и небольшого количества биотита (от единичных зерен до 3—5%). В исключительных случаях наблюдаются отдельные зерна роговой обманки. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, гранатом, ортитом, магнетитом. В лейкократовых и аляскитовых гранитах наблюдается альбитизация.

Особенностями химизма среднезернистых лейкократовых гранитов являются пересыщенность, в большинстве случаев значительная, глиноземом, нормальное или высокое содержание щелочей и пониженное количество извести (см. рис. 66).

К жильным образованиям юрского комплекса лейкократовых гранитов принадлежат аплитовидные граниты, аплиты и пегматиты. Они располагаются в пределах массивов лейкократовых гранитов или в их экзоконтактах; мощность даек не превышает 1—2 *м*, мощность пегматитовых жил чаще всего измеряется долями метра, но иногда достигает нескольких метров. Пегматитовые жилы образуют в отдельных участках поля. В пегматитах встречаются мусковит, роговая обманка, магнетит, иногда также флюорит, молибденит и турмалин. С лейкократовыми гранитами связаны во многих случаях гидротермальные образования — грейзенизированные породы и кварцевые жилы.

Контактовое воздействие лейкократовых гранитов на вмещающие их интрузивные породы выражается в перекристаллизации и незначительном окварцевании. У контактов с более древними основными породами в лейкократовых гранитах происходит обогащение темноцветными минералами — образуются мезократовые биотитовые и амфибол-биотитовые граниты. Имеются указания на возникновение в приконтактовых частях массивов амфибол-биотитовых гранодиоритов.

Минералогический и химический состав этих пород, отличный от состава гранитов предшествующего интрузивного комплекса, иные закономерности пространственного расположения интрузивных тел и различие в цифрах абсолютного возраста побуждают отделять лейкократовые граниты от описанного выше комплекса гранодиоритов и гранитов, несмотря на образование их в том же юрском периоде. Можно предположить, что внедрение умеренно кислых гранитоидов произошло

http://jurassic.ru/

в начале этого периода, тогда как интрузия лейкократовых гранитоидов относится к его концу.

Юрские щелочные гранитоиды представлены широкой гаммой пород: граносиенитами, сиенитами, кварцевыми сиенитами, щелочными гранитами, сиенито-диоритами, олигоклазитами и многочисленными переходными разностями между ними. Размещение интрузивов щелочных гранитоидов отчетливо контролируется продольными по отношению к генеральному простиранию структур региона тектоническими разрывами. Ряд интрузивных тел различного размера залегает в пределах Тукурингрской зоны глубинных разломов. Крупный массив этих пород расположен в хр. Джелтулинский Становик в зоне разломов второго порядка. Таково же положение массивов, находящихся еще южнее в долине р. Бол. Ольдой, близ устьев ее притоков Средн. и Мал. Иличей, в низовьях р. Хайкты, в истоках рек Уруши и Бол. Омутной. Здесь они приурочены к зоне Северо-Янканского разлома. Лишь немногие интрузивы лежат в стороне от этих разрывов. Так, массив щелочных гранитоидов в верховьях р. Джелтулы совпадает с крупным «скрытым» разломом, выраженным в аномальном магнитном поле.

Возраст комплекса щелочных гранитоидов установлен на основании прорывания ими континентальных отложений верхней юры (верховья рек Бол. Ольдой и Бол. Омутной) и трансгрессивного залегания на них вулканогенных образований, которые датируются нижним мелом. Абсолютный возраст этих пород 125—150 млн. лет. Все эти данные указывают на юрский, точнее позднеюрский возраст щелочных гранитоидов.

О взаимоотношениях щелочных гранитоидов с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами юрского возраста имеются противоречивые сведения. Г. В. Степанов и С. А. Иванов указывают на прорывание лейкократовых и аляскитовых гранитов щелочными гранитоидами. Д. Г. Руденко наблюдал в верховьях р. Иликан, правого притока р. Бол. Кенгурака, контакт между биотитовыми граносиенитами и лейкократовыми гранитами, вдоль которого последние имеют отчетливую зону закалки. Подобные взаимоотношения были установлены этим же исследователем на северных склонах хр. Джелтулинский Становик. Это заставляет допустить возможность существования как более древних по отношению к щелочным гранитоидам, так и более молодых лейкократовых гранитов.

В большинстве случаев среди щелочных гранитоидов не выделяются разновозрастные интрузивные фазы и между различными типами их предполагаются фациальные взаимоотношения. Только при детальном изучении упоминавшегося уже сложного массива Джелтулинского Становика — наиболее крупного во всем регионе — Д. Г. Руденко удалось выделить в составе комплекса щелочных гранитоидов несколько сходных по составу интрузивных фаз.

Отдельные тела щелочных гранитоидов имеют различные размеры — от массивов, площадь которых превышает 100 *км*^{2}, до мелких штоков и даек. Большинство интрузивных тел вытянуто в направлении общего простирания складчатости и разрывных структур, но встречаются и интрузивные тела неправильных очертаний. В массиве хр. Джелтулинский Становик при изучении контактов между граносиенитами второй фазы, которые слагают осевую часть массива, и меланократовыми кварцевыми сиенитами, приуроченными к его краевым частям, обнаружено, что эти контакты с обеих сторон наклонены в сторону оси массива, т. е. массив сужается в глубину.

В кровле массива щелочных гранитоидов были обнаружены интенсивно ороговикованные осадочные породы, слагающие небольшие (до

http://jurassic.ru/

1,5 *км* длиной) останцы. Эти породы, по всей вероятности, принадлежат к верхнеюрским континентальным образованиям, приуроченным к зонам разломов.

Можно предположить, что интрузия щелочных гранитоидов формировалась как трещинное и в то же время как межформационное тело, приуроченное к границе двух структурных этажей, верхний из которых почти полностью уничтожен к настоящему времени процессами денудации.

Щелочные гранитоиды имеют обычно желтую и розовую окраску, встречаются также красновато-бурые, лиловые и даже фиолетовые разновидности.

Сиениты состоят из калиевого полевого шпата (70—90%), кварца (1—5%), олигоклаза (до 10—15%), обыкновенной роговой обманки (от 0 до 10%), биотита (3—5%), в редких случаях также пироксена. Микроклин в сиенитах, как и в других типах пород, образует ксеноморфные и неправильно таблитчатые зерна или даже призматические кристаллы.

Олигоклазовые сиениты и граносиениты содержат 40—60% микроклина и 30—40% олигоклаза. Содержание кварца изменяется от единичных зерен до 10—15%. Темноцветный минерал — биотит (1—5%).

Олигоклазиты состоят из олигоклаза (70—80, иногда до 98%), микроклина (10—15%), кварца (до 15%) и биотита (2—5%). Редко присутствует в небольшом количестве обыкновенная роговая обманка. Акцессорные минералы всех типов пород — рудный минерал, апатит, циркон, сфен, реже — ортит. Интенсивно проявляется часто хлоритизация биотита.

К жильным породам первой фазы принадлежат единичные мелкие дайки олигоклазитов и сиенит-порфиров.

Меланократовые сиениты, кварцевые сиениты и сиенито-диориты, относящиеся ко второй фазе, состоят из микроклина (45—60%), плагиоклаза (олигоклаз и кислый андезин) (10—15%), кварца (от единичных зерен до 10%), обыкновенной роговой обманки (15—25%) и иногда также биотита (до 10%). Акцессорные минералы — магнетит, ильменит, апатит, циркон, иногда ортит. Вторичные изменения — серицитизация, эпидотизация и хлоритизация проявлены довольно интенсивно.

Граносиениты, щелочные граниты, граносиенит- и гранит-порфиры входят в состав третьей фазы. Граносиениты содержат 45—70% калиевого полевого шпата, от 5—7 до 30—40% плагиоклаза (олигоклаза и олигоклаз-андезина), 10—20% кварца и от 5 до 15% темноцветных минералов, среди которых преобладает то роговая обманка, то биотит. При повышении содержания кварца до 30—35% они переходят в щелочные граниты. Акцессорные минералы — магнетит, ильменит, циркон, сфен, ортит.

Плагиоклаз, часто также амфибол, граносиенитов подвержены интенсивным вторичным изменениям.

Кварцевые сиениты, граносиениты и щелочные граниты включаются в четвертую фазу. Кварцевые сиениты состоят из 50—70 и даже 80% калиевого полевого шпата, олигоклаза от 0 до 15, редко 20% и 5—15% кварца.

Граносиениты этой фазы в отличие от граносиенитов, описанных выше, очень бедны плагиоклазом или совсем не содержат его.

Щелочные граниты состоят на 50—70% из альбитизированного микроклина и на 30—40% из кварца. Темноцветные минералы — амфибол и магнетит. Амфибол щелочных гранитов — зеленая обыкновенная роговая обманка, которая очень часто замещается голубым или синим гастингситом. Иногда в этих породах присутствует также эгирин-авгит.

http://jurassic.ru/

На присутствие рибекита в некоторых граносиенитах и щелочных гранитах указывают А. И. Самусин и Б. Я. Абрамсон. В большинстве же случаев щелочные темноцветные минералы в породах описываемого комплекса отсутствуют.

Акцессорные минералы — магнетит, ильменит, циркон, в меньшем количестве — ортит.

В породах всех четырех фаз проявлена альбитизация. Наиболее сильно она развита в породах четвертой фазы, где микроклин нередко замещен альбитом на 60—80%. С этим процессом связано, по-видимому, и развитие щелочных темноцветных минералов.

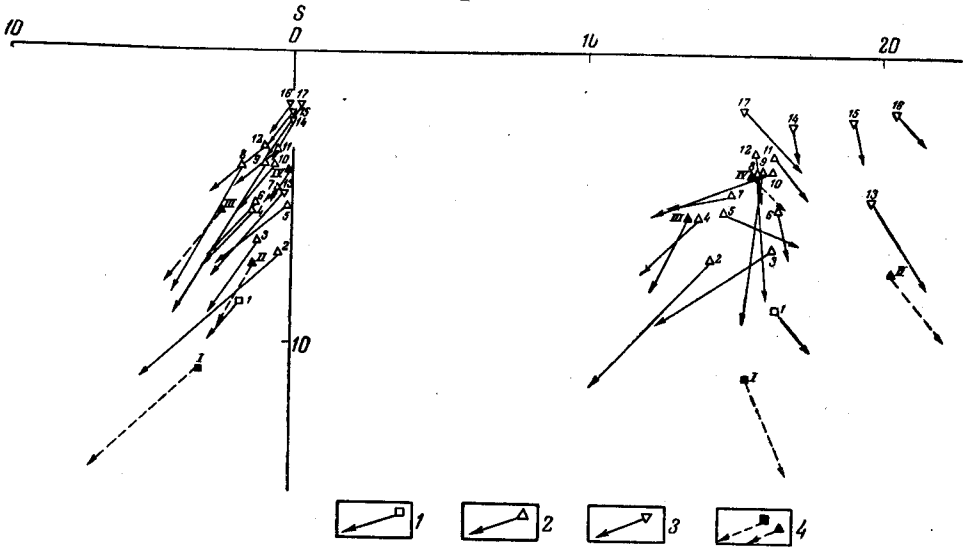


Рис. 69. Диаграмма химического состава щелочных гранитоидов юрского возраста
1 — породы II фазы; *2* — породы III фазы; *3* — породы IV фазы; *4* — средние составы горных пород по Дэли

Основной чертой химизма пород описываемого комплекса является их щелочность — они занимают промежуточное положение между гранитной и сиенитовой группами (рис. 69). Граниты последней фазы обладают очень высокой кислотностью и в то же время высокой щелочностью. Характерным признаком их является постоянное присутствие CaO в составе фемических минералов, что отличает их от близких по другим признакам разновидностей юрских лейкократовых гранитов.

Контактовое воздействие щелочных гранитоидов на вмещающие их континентальные отложения приводит к ороговикованию. В алевролитах происходит новообразование биотита, а песчаники превращаются в полевошпатово-кварцевые роговики.

Жильные образования трех последних фаз этого комплекса также немногочисленны и представлены сиенитами и граносиенитами, граносиенит-порфирами, гранит-порфирами и почти мономинеральными сиенит-аплитами.

С интрузией щелочных гранитоидов генетически связаны своеобразные метасоматические образования, известные в хр. Джелтулинский Становик и в некоторых других местах. Это обычно крупнозернистые диопсидовые, тремолит-диопсидовые, кварц-диопсид-слюдистые, диопсид-кальцитовые и флюорит-диопсид-кальцитовые породы. Известные выходы таких пород слагают жилообразные тела, приуроченные к тектоническим нарушениям.

http://jurassic.ru/

Комплекс щелочных гранитоидов имеет важное металлогеническое значение: его интрузии несут молибден, флюорит, ниобий и другие металлы. Последний металл связан главным образом с гранитоидами поздней фазы описываемого комплекса, являющейся, по-видимому, наиболее продуктивной.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Гипабиссальные интрузии различного состава. Среди раннемеловых интрузий, довольно широко распространенных в Верхнем Приамурье — как в его северной, протерозойской, части, так и на юге, в пределах Монголо-Охотской складчатой области, выделены четыре интрузивные фазы.

1. Габбро, габбро-диориты, монцониты, кварцевые монцониты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, а также образования, переходные между породами монцонитоидного и гранитоидного рядов — монцонито-диориты и монцонито-гранодиориты.

2. Биотит-амфиболовые, иногда также биотитовые гранодиориты и диориты; граносиениты; гранодиорит- и граносиенит-порфиры. Ярко выраженная порфировидная структура служит в большинстве случаев характерным признаком пород этой фазы.

3. Биотит-амфиболовые гранодиориты и граниты, иногда граносиениты; гранодиорит-, граносиенит- и гранит-порфиры. В перечисленных породах также наблюдается в большинстве случаев порфировидная структура, но здесь она менее отчетливо выражена, чем в породах предшествующей фазы.

4. Гранит-порфиры, реже кварцевые порфиры.

Между породами второй и третьей фаз неоднократно наблюдались интрузивные взаимоотношения. При этом, конечно, отнесение к той или иной фазе отдельных массивов является в ряде случаев условным. Это в большей степени относится к гранит-порфирам третьей и четвертой фаз.

Рассматриваемые интрузии приурочены большей частью к разломам северо-западного простирания, секущим по отношению к генеральному направлению структур региона (рис. 70). Эти разломы в большинстве случаев не выражены непосредственно на земной поверхности, но более или менее отчетливо устанавливаются по трассирующим их вытянутым интрузивам или их цепочкам. Одним из примеров служит группа интрузивных тел этого комплекса, расположенных в бассейне верхнего течения р. Бол. Ольдой (рис. 71). Наиболее крупная и отчетливая цепочка прослеживается здесь от среднего течения р. Мал. Ольдой до бассейна р. Бол. Иличи (более 50 *км*), где она переходит в крупный массив. К северо-западу от него она продолжается на правобережье р. Нюкжи. Еще дальше к северо-западу вероятным продолжением указанной цепочки интрузивных тел являются мезозойские интрузии, которые, по данным М. Н. Петрусевича, протягиваются через бассейны верхних течений рек Нюкжи и Лопчи и истоки р. Лопчакана до берегов р. Олекмы на расстояние, превышающее 150 *км*.

Продольные дизъюнктивные структуры субширотного и близких к нему направлений, игравшие основную роль в размещении более ранних мезозойских интрузий, имеют здесь второстепенное значение: некоторые массивы или их выступы располагаются на пересечении их с поперечными разломами (верховья р. Хайкты, Джалиндинский массив у северного борта Кировской депрессии).

Даже сравнительно крупные массивы южной части региона, залегающие среди юрских и юрско-меловых осадочных толщ и вытянутые согласно с простиранием их складчатых структур, при внимательном

http://jurassic.ru/

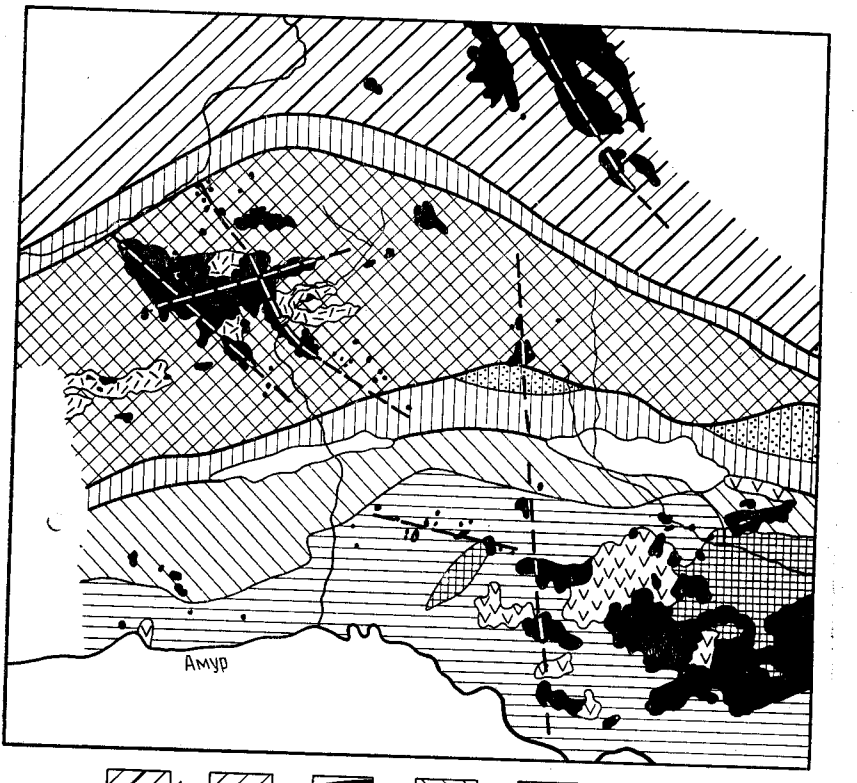


Рис. 70. Схема размещения раннемеловых интрузий в Верхнем Приамурье

Структурно-формационные зоны: *1* — собственно протерозойская, *2* — Янкано-Джелтулинская, *3* — зоны глубинных разломов, *4* — среднепалеозойская, *5* — мезозойская; *6* — тектонические глыбы в пределах мезозойской структурно-формационной зоны; *7* — приразломные грабен-синклинали, выполненные юрскими континентальными отложениями; *8* — депрессии, выполненные кайнозойскими рыхлыми отложениями; *9* — раннемеловые интрузии; *10* — эффузивы кислого (*а*) и среднего состава (*б*); *11* — главные продольные разломы; *12* — скрытые диагональные и поперечные разломы

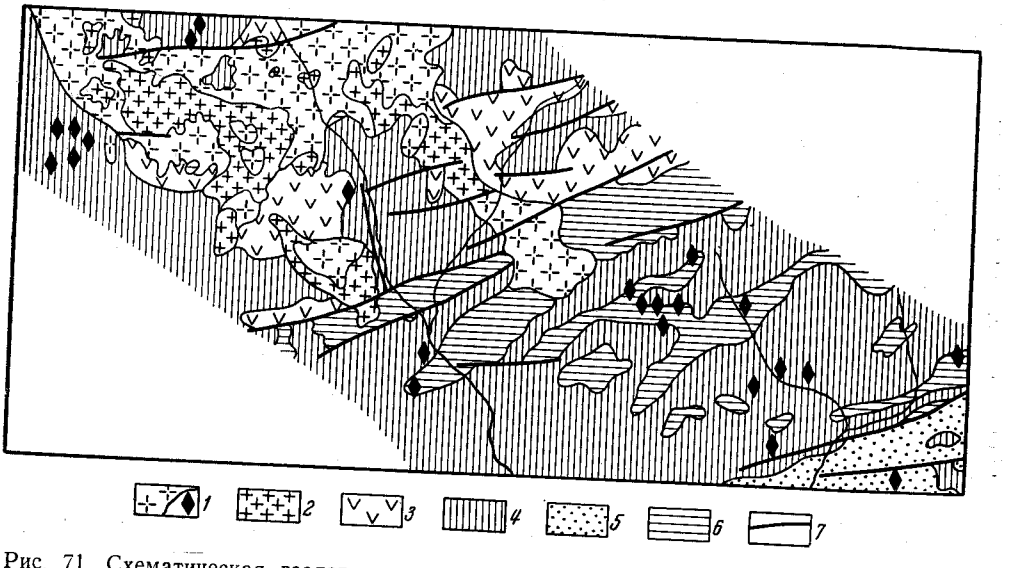


Рис. 71. Схематическая геологическая карта участка развития раннемеловых гранитоидов (по С. А. Иванову, Г. Г. Пежемскому, Д. Г. Руденко и Г. И. Степанову)

1 — гранитоиды III фазы; *2* — гранитоиды II фазы; *3* — раннемеловые эффузивы; *4* — домеловые интрузивные образования; *5* — среднепалеозойские осадочные толщи; *6* — гнейсы нижнего протерозоя; *7* — тектонические разрывы

http://jurassic.ru/

анализе обнаруживают связь с крупным поперечным разломом почти меридионального простирания. Этот разлом выражен в породах верхнего структурного этажа зоной повышенной трещиноватости.

Отличительной особенностью ряда крупных интрузивов являются их пластообразная форма и пологое залегание, что впервые было обнаружено Г. И. Степановым в массиве в верховьях р. Хайкты (рис. 71). Им было также установлено, что гранитоиды третьей фазы образуют пологопадающее тело, залегающее внутри интрузива второй фазы. О том же говорят элементы залегания первичных структур гранитоидов. Углы падения их равны обычно 5—15° и не превышают 25°.

Крупные массивы гранитоидов описываемого комплекса располагаются в юго-восточной части региона, вокруг Гонжинского выступа. Они связаны, по всей вероятности, с разломами, ограничивающими выступ, и также обнаруживают пологое залегание.

Первая фаза. Породы первой фазы пользуются незначительным распространением по сравнению с образованиями более поздних фаз. Габбро встречаются в единичных мелких штоках вместе с габбро-диоритами и диоритами, с которыми связаны постепенными переходами. Они представляют собой мелко- или среднезернистые темноокрашенные породы. В их состав входят плагиоклаз, принадлежащий к лабрадору или андезин-лабрадору № 50—60 (30—45%), моноклинный и ромбический пироксен (от 10 до 25 %) и обыкновенная роговая обманка (25—40%), обнаруживающая реакционные взаимоотношения с пироксеном. В ряде случаев присутствует калиевый полевой шпат (ортоклаз?), количество которого колеблется от первых процентов до 20% (ортоклазовое габбро). Такая порода приобретает субщелочной характер, приближаясь по своему составу к эссекситу (рис. 72, анализ 1). Акцессорные минералы габбро — магнетит, апатит, сфен.

Габбро-диориты отличаются отсутствием или незначительным содержанием пироксена, меньшим количеством темноцветных минералов в целом и более низкой основностью плагиоклаза (основной андезин). В некоторых разностях габбро-диоритов встречается также кварц.

Диориты и кварцевые диориты слагают обычно небольшие тела и дайки у границ массивов, сложенных породами поздних фаз. Это средне- или мелкозернистые, нередко порфировидные породы. Они состоят из 40—60% плагиоклаза (андезина), 10—25% обыкновенной роговой обманки и от 7—8 до 15% биотита; нередко присутствует пироксен в виде зерен, в той или иной степени сохранившихся от замещения роговой обманкой. В породах почти постоянен калиевый полевой шпат, количество которого колеблется от 5 до 15%, и кварц. Акцессорные минералы: циркон, апатит, магнетит, сфен (редко).

Разнообразные по составу монцонитоидные породы состоят из плагиоклаза 30—55% (от среднего андезина до андезин-лабрадора), микроклина 20—35%, биотита 5—15% и роговой обманки. Кроме того, в них часто присутствует авгит, содержание которого достигает порой 10—15%, а иногда также гиперстен.

Вторая фаза. Для гранодиоритов, гранодиорит-монцонитов, граносиенитов и гранитов второй фазы характерна порфировидная структура, особенно многочисленны, часто очень крупные (до 5—8 *см* в длину) фенокристаллы розового калиевого полевого шпата. Эти породы состоят из 30—50% зонального плагиоклаза (олигоклаза и андезин-олигоклаза), 20—40, иногда 50% (в граносиенитах) микроклина, 10—25% кварца и темноцветных минералов, количество которых изменяется от 25% в гранодиоритах до 8—10% во многих граносиенитах. При этом роговая обманка обычно преобладает над биотитом. Основная масса этих пород имеет гипидиоморфнозернистую или панидиоморфно-

http://jurassic.ru/

зернистую микроструктуру. Акцессорные минералы: апатит, сфен, рудный минерал, в небольшом количестве — циркон.

Породы третьей фазы — гранодиориты, граниты, реже граносиениты, а также гранодиорит-, гранит- и граносиенит-порфиры, слагающие главным образом мелкие тела, также обладают порфировидной

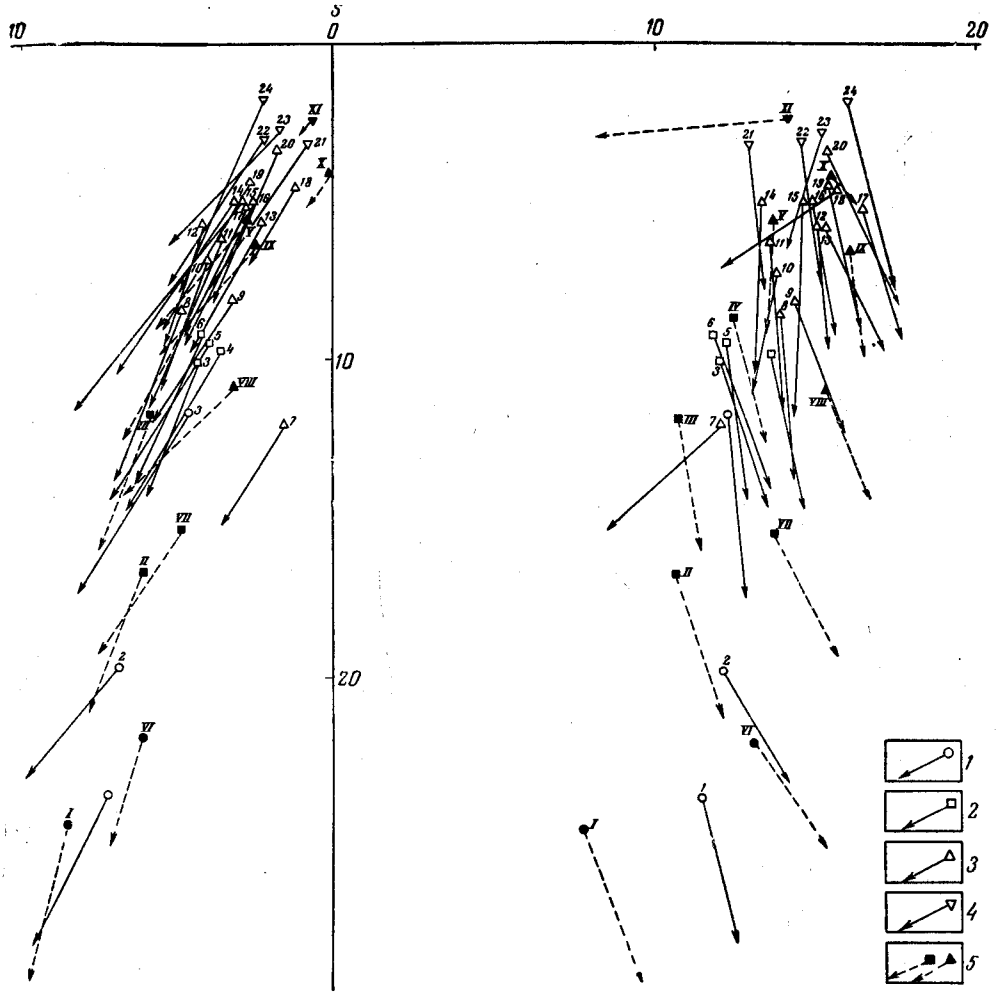


Рис. 72. Диаграмма химического состава пород раннемелового комплекса близповерхностных интрузий

1 — породы I фазы; *2* — гранитоиды II фазы; *3* — гранитоиды III фазы; *4* — граниты IV фазы; *5* — средние составы горных пород по Дэли: *I* — габбро, *II* — диорит, *III* — кварцевый диорит, *IV* — гранодиорит, *V* — щелочноземельный гранит, *VI* — эссексит, *VII* — монцонит, *VIII* — щелочноземельный роговообманковый сиенит; *IX* — граносиенит (по Э. А. Струве), *X* — щелочной гранит, *XI* — аляскит

и порфировой структурами. Вместе с фенокристаллами встречаются, как указывает Г. И. Степанов, ксеногенные зерна полевых шпатов, захваченные из пород предыдущей фазы. В состав этих пород входят плагиоклаз (олигоклаз, реже олигоклаз-андезин) в количестве 30—50%, микроклин (обычно от 15 до 35—40%, но иногда количество его уменьшается до нескольких процентов), кварц (10—30%), роговая обманка (от 1—2 до 20, чаще всего около 5%) и биотит (от 2 до 10—12%). Акцессорные минералы — сфен, апатит, рудный минерал, реже циркон, ортит и монацит, в отдельных случаях — турмалин. Основная масса по-

http://jurassic.ru/

род имеет гипидиоморфнозернистую, гранитовую или аплитовую микроструктуру. Одним из микроструктурных признаков гипабиссального характера пород является наблюдаемое в порфировых разностях корродирование кварцевых фенокристаллов основной массой.

Четвертая фаза. Породы этой фазы слагают небольшие штоки и дайки. Гранит-порфиры и кварцевые порфиры состоят из светлоокрашенной тонкокристаллической основной массы и заключенных в ней фенокристаллов калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита, реже роговой обманки и мусковита. Плагиоклаз представлен обычно кислым олигоклазом. В плагиогранит-порфирах, где плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом, он принадлежит к олигоклаз-андезину и андезину. Кварц присутствует обычно в виде оплавленных кристаллов.

Близкие к этим породам гранит-порфиры описываются в составе предыдущей фазы. Кроме того, с ними часто сходны породы даек, сопровождающих интрузивы порфировидных гранодиоритов и гранитов. Все это очень затрудняет, а часто делает невозможным сколько-нибудь уверенное отнесение гранит-порфиров к той или иной группе.

Жильные породы раннемелового комплекса представлены мелкозернистыми гранитами и гранодиоритами, гранодиорит-, граносиенит- и гранит-порфирами, часть которых обнаруживает связь с породами второй фазы, так как известны случаи пересечения даек такого состава интрузивными телами третьей фазы. Кроме того, как указывает В. Е. Проскурников, имеются дайки диоритовых порфиритов, также относящиеся к промежутку между внедрением пород второй и третьей фаз. Ю. М. Логинов включает также в состав этого комплекса лейкократовые микрограниты и микросиениты, известные на юге региона, где они слагают дайки и мелкие штоки.

Приведенная на рис. 72 диаграмма химического состава далека от полного отражения химизма описываемого комплекса, но показывает все же некоторые важные особенности состава пород каждой из фаз и комплекса в целом. Породы первой фазы занимают промежуточное положение между сериями габбро-диорит—кварцевый диорит и эссексит—монцонит—роговообманковый сиенит. Имеющиеся анализы пород второй фазы отвечают гранодиоритам—нормальным или обладающим повышенной щелочностью. Гранитоиды третьей интрузивной фазы охватывают обширное поле составов. Часть из них принадлежит к нормальным гранодиоритам и гранитам, другая же часть отклоняется к породам щелочной серии. Наиболее кислые разности гранитов, принадлежащие к четвертой интрузивной фазе, близки к щелочному граниту и аляскиту, отличаясь, однако, совершенно несвойственной этим типам пород большой ролью MgO в составе темноцветных минералов. Последняя черта сближает их с более основными породами ранних фаз.

Постмагматические преобразования пород, связанные с интрузиями рассматриваемого комплекса, представлены грейзенизацией, березитизацией и образованием кварцевых жил, часто рудных.

С интрузиями раннемелового комплекса связаны интенсивно проявленные процессы контактового метаморфизма вмещающих осадочных и туфогенных образований, в гораздо меньшей степени—гранитоидов. Ширина контактового ореола в первом случае достигает 1—3 *км*, в гранитоидах она не превышает 250—300 *м*. Контактовый метаморфизм алеврито-сланцевых пород заключается в их ороговиковании, биотитизации, а во внутренних частях ореолов—в образовании высокоглиноземистых минералов: кордиерита, андалузита и силлиманита. Песчаники в результате контактового метаморфизма превращаются в биотит-кварцевые роговики, содержащие иногда даже пироксен. Кислые эффу-

http://jurassic.ru/

зивы преобразуются в биотитовые, биотит-мусковитовые, (биотит)-мусковит-андалузитовые и биотит-мусковит-силлиманитовые роговики.

Установлено, что в пределах Верхне-Амурского мезозойского прогиба породы описываемого комплекса прорывают и метаморфизуют пресноводно-континентальные отложения верхнеюрского — нижнемелового возраста (титон — валанжин). Галька роговообманково-биотитовых порфировидных гранитов была обнаружена В. Е. Пастуховым в основании вулканогенной талданской свиты (готерив — баррем).

На севере, в области протерозойской складчатости установлен более молодой возраст пород комплекса по отношению к юрским лейкократовым гранитам, а также верхнеюрским и верхнеюрским — нижнемеловым континентальным отложениям. Кроме того, рассматриваемые породы прорывают осадочно-вулканогенную толщу раннемелового возраста. Толща сложена преимущественно кислыми эффузивами и не сопоставляется с упомянутой выше талданской свитой. Абсолютный возраст пород комплекса определяется в 108—145 млн. лет.

С умеренно кислыми и субщелочными интрузиями рассматриваемого комплекса связаны рудопроявления и месторождения золота, а также молибдена, известные в области протерозойской складчатости. На юге, в пределах Монголо-Охотской складчатой области, интрузивы этого комплекса также являются золотоносными. В западной части региона с гранитами связана группа оловянно-вольфрамовых (кварц-касситерит-вольфрамитовых) рудопроявлений. Наиболее крупные и богатые рудные жилы располагаются внутри интрузивного массива, граниты которого по своему минералогическому и химическому составу (см. рис. 72, анализ 16) типичны для третьей фазы комплекса. Однако целый ряд других жил со сходной рудной минерализацией располагается в мезозойских осадочных толщах и пространственно приурочен к мелким штокам гранит-порфиров. Предположительно все оловянно-вольфрамовые рудопроявления связаны именно с гранит-порфирами четвертой интрузивной фазы.

Особую группу пород составляют малые интрузии аляскитовых, аплитовидных и пегматоидных гранитов, редко — гранит-порфиров. Они близки по возрасту к только что описанному интрузивному комплексу и некоторые геологи рассматривают их как одну из его фаз, однако в ряде мест установлено, что они моложе всех пород этого комплекса.

Аляскитовые, аплитовидные и пегматоидные граниты встречаются в различных районах Верхнего Приамурья как совместно с другими раннемеловыми интрузиями, так и в удалении от них. Они слагают штоки и дайки, приуроченные к крупным дизъюнктивным структурам, как поперечным, так и продольным. Цепочки интрузий этих гранитов расположены вдоль разлома, проходящего в северо-западном направлении по р. Хайкте и в пересекающейся с ней Иликанской зоне разломов (рис. 73), вдоль зоны разломов хр. Джелтулинский Становик и в некоторых других местах.

Форма и залегание большинства интрузивных тел неизвестны; в некоторых случаях установлено их крутое падение.

Описываемые граниты отличаются весьма неоднородным сложением: среди них встречаются мелко-, средне- и крупнозернистые, часто пегматоидные разности. Пегматоидные граниты наиболее часты в центральных частях тел. Граниты состоят из плагиоклаза (обычно олигоклаза) (20—40%), калиевого полевого шпата (30—40%), кварца (30—40%) и биотита (от 0 до 2—3%). Микроструктуры их — аплитовая, гранулитовая, графическая, реже гранитовая. Акцессорные минералы — магнетит, реже циркон, апатит, ортит, иногда турмалин. Штоки сопровождаются обычно маломощными дайками этих же гранитов, реже —

http://jurassic.ru/

аплит-пегматитов. К жильным образованиям этих гранитов принадлежат также кварцевые жилы.

Возраст аляскитовых и пегматоидных гранитов определяется прорыванием ими осадочно-вулканогенной толщи нижнего мела и раннемеловых гранитоидов, описанных выше. Верхний возрастной предел не установлен.

Граниты описываемой группы молибденоносны.

Субвулканические интрузии среднего и кислого состава.

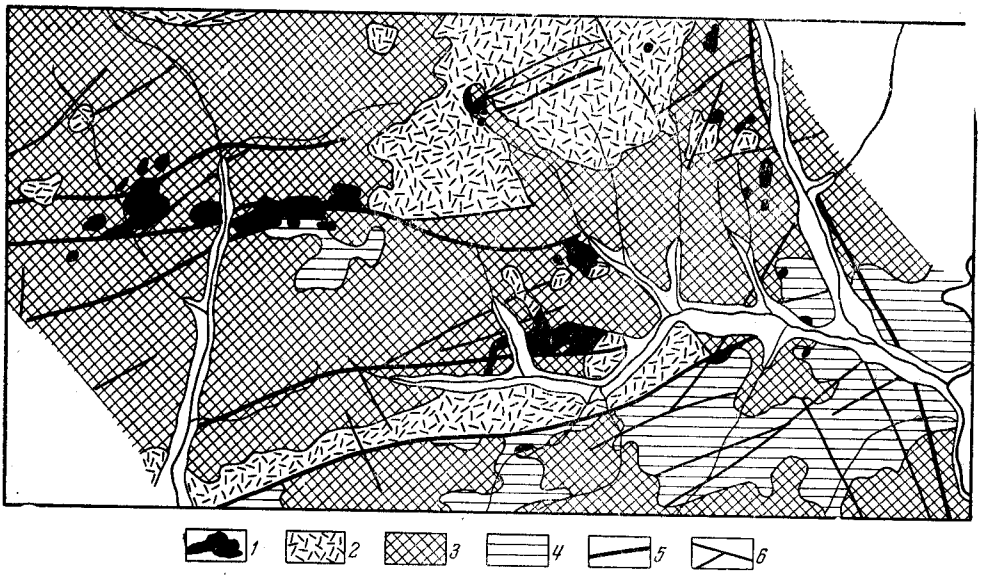


Рис. 73. Схематическая геологическая карта бассейнов рек Сергачи и Кенгурак (по Г. Г. Пежемскому и Д. Г. Руденко)

1 — раннемеловые аплитовидные и пегматоидные граниты; *2* — эффузивы раннего мела; *3* — гранитоиды различного возраста (включая и раннемеловые); *4* — нижнепротерозойские гнейсы; разрывные нарушения: *5* — главные, *6* — второстепенные

В этот комплекс включены интрузивные тела, генетически связанные с вулканогенными толщами. Последние имеют различный характер в различных структурно-формационных зонах описываемого региона. На юге региона, в зонах мезозойских и палеозойских складчатых структур, развита мощная (до 1000 *м*) толща, сложенная главным образом средними, гораздо реже основными эффузивами и их туфами. Она перекрыта толщей кислых эффузивов. В зоне протерозоид развита осадочно-вулканогенная толща, эффузивы которой имеют большей частью кислый состав. Эффузивные толщи юга и севера, если судить по их отношению к описанному выше раннемеловому комплексу, имеют несколько различный возраст, хотя и не выходящий за пределы раннемеловой эпохи.

В составе этого комплекса выделяются две группы пород: а) средние и основные; б) кислые. К первой группе принадлежат диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры, в небольшом количестве — оливиновые диабазы. Они распространены лишь в области мезозойской складчатости. Диоритовые порфириты, переходящие иногда в гранодиорит-порфиры, слагают небольшие штоки и дайки, расположенные у окраины крупного покрова средних и основных эффузивов талданской свиты в бассейне р. Керака и в истоках р. Буринды. Дайки оливиновых диа-

http://jurassic.ru/

базов располагаются в поле эффузивов и образуют мощный дайковый пояс по северной периферии того же большого покрова.

Диоритовые порфириты представляют собой порфировые или порфировидные породы с тонкокристаллической или даже скрытокристаллической основной массой, состоящие из плагиоклаза, темноцветных минералов (обыкновенная роговая обманка и биотит), иногда также небольшого количества кварца. В гранодиоритах присутствуют кварц и калиевый полевой шпат, тогда как роговая обманка исчезает. В диоритовых порфиритах нередко наблюдается опацитизация.

Породы второй группы представлены, главным образом, гранит-порфирами, а в северной части региона также порфировидными гранитами, гранофирами, гранодиорит- и граносиенит-порфирами. Они слагают мелкие штоки и дайки, приуроченные обычно к границам эффузивных поясов или образующие цепочки тел на их простирании. В некоторых случаях установлено крутое залегание их контактов. Эти породы всегда тесно связаны с покровами и неоднократно наблюдались постепенные переходы от гранит-порфиров и гранофиров к липаритам. Известны и эруптивные взаимоотношения этих пород с некоторыми частями покровов.

Породы описываемой группы обладают порфировидной или порфировой структурой. Микроструктуры основной массы: микрогранитовая, микропегматитовая, микрогранулитовая, микроаплитовая, местами сферолитовая. Граниты и гранит-порфиры состоят из 10—20% плагиоклаза (олигоклаз или альбит, иногда олигоклаз-андезин в центральных частях зональных кристаллов некоторых порфировидных гранитов), калиевого полевого шпата (30—50%, иногда 60%), кварца (20—45%) и биотита (от 0 до 10%). Гранодиорит-порфиры, а также некоторые гранит-порфиры содержат до 40% андезина. Содержание темноцветных минералов в них достигает 30%.

Дайки *. В состав рассматриваемого интрузивного комплекса входят дайки спессартитов, малхитов, одинитов, керсантитов, диабазов и диабазовых порфиритов, микродиоритов, диоритовых и андезитовых порфиритов. Многие исследователи Верхнего Приамурья относят эти образования к жильной серии описанного выше раннемелового комплекса гипабиссальных гранитоидных интрузий.

Дайки лампрофиров, часто сгруппированные в пояса, пользуются широким распространением во всем регионе, сплошь и рядом не обнаруживая зависимости от интрузивов раннемелового комплекса. Дайки и дайковые пояса, как правило, приурочены к крупным дизъюнктивным структурам, как продольным, так и поперечным. Дайки залегают при этом параллельно крупным разломам и, не менее часто, под острым углом к ним, определяя положение оперяющих эти разломы трещин. Примерами могут служить северо-западные и северо-восточные дайки, сопровождающие Хайктинский разлом, имеющий северо-западное простирание, многочисленные дайки в зоне Южно-Тукурингрского разлома в районе пос. Кировский или мощный дайковый пояс в районе г. Янкагана, в междуречье Геткана — Верхн. Ларбы. В последнем случае множество лампрофировых даек залегает со строго выдержанным простиранием под углом около 30° к крупной зоне разлома. Такое залегание даек указывает, по всей вероятности, на связь их с сопровождавшими разлом трещинами скалывания.

Удаленность большинства даек от интрузивов раннемелового комплекса, небольшая обычно мощность этих даек и прямая связь с разрывными структурами не позволяют связывать их с теми же магмати-

* Ранне- и позднемеловые.

http://jurassic.ru/

ческими очагами, из которых образовались указанные раннемеловые интрузии, и побуждают рассматривать эту группу пород как самостоятельный интрузивный комплекс, представляющий формацию лампрофиров (Гапеева, 1960). При этом, несомненно, существуют и лампрофиры более древнего возраста, связанные с раннемеловыми (В. Е. Проскурников) и даже триасовыми (?) интрузивными комплексами (Г. И. Степанов). Они часто неотличимы от пород описываемого комплекса.

Лампрофирами сложены дайки мощностью от долей метра до первых десятков метров. Протяженность их изменяется от нескольких десятков метров до 2—2,5 *км*. Наиболее распространенный тип пород — спессартиты — состоят из плагиоклаза (обычно андезина), составляющего около 50% объема породы, и несколько меньшего количества обыкновенной роговой обманки. В небольших количествах присутствуют часто кварц, биотит и калиевый полевой шпат. В некоторых разностях этих пород, переходных к вогезитам, содержание последнего повышается до 15%. Породы имеют призматически-зернистую или панидиоморфнозернистую микроструктуру, а в часто встречающихся порфировых разностях такую же структуру основной массы. В этих разностях фенокристаллы состоят из роговой обманки, иногда также эпидота. Содержание постоянно присутствующего рудного минерала достигает иногда нескольких процентов.

Близки к спессартитам малхиты и одиниты, встречающиеся несравненно реже. Описываемые изредка оливиновые одиниты содержат фенокристаллы сильно разложенного оливина.

В керсантитах темноцветные минералы представлены преимущественно биотитом (30—40%), а количество роговой обманки не превышает 10%. В порфировых выделениях наряду с роговой обманкой и биотитом присутствует кварц.

Редко встречающиеся диабазы, преимущественно роговообманковые, имеют хорошо выраженную офитовую микроструктуру. В их состав входят лабрадор, роговая обманка, иногда моноклинный пироксен, биотит (до 10%), нередко также немного кварца. Более широко распространены диабазовые порфириты.

Микродиориты обладают призматически-зернистой, участками микропегматитовой микроструктурой и состоят из олигоклаза (65—70%), обыкновенной роговой обманки и биотита, небольшого количества кварца (до 5%), иногда также калиевого полевого шпата. Близкие же по составу диоритовые порфириты имеют порфировую структуру с фенокристаллами плагиоклаза и роговой обманки. Иногда при увеличении количества кварца диоритовые порфириты переходят в кварцевые порфириты. Встречающиеся изредка андезитовые порфириты отличаются от диоритовых порфиритов плохо раскристаллизованной основной массой.

Судя по имеющимся анализам (Строна, 1929), эти породы близки к средним составам кварцевого базальта — диабаза, отличаясь от составов керсантита, спессартита и вогезита, по Дэли, несколько меньшим содержанием щелочей и кремнезема. Особенностью химизма этих пород служит преобладание Na над K в сумме щелочей.

В описываемых породах, как правило, интенсивно проявлены вторичные процессы и значительную часть объема пород составляют вторичные минералы: соссюрит, серицит, хлорит, эпидот, карбонат, лейкоксен. Нередко дайковые породы пиритизированы.

Возраст пород описываемого комплекса определяется по прорыванию его дайками раннемеловых гипабиссальных гранитоидов, а также еще

http://jurassic.ru/

более молодых аляскитовых и пегматоидных гранитов. Верхняя возрастная граница комплекса неизвестна.

В. Е. Проскурников и П. А. Сушков указывают на связь с дайковыми породами этого комплекса ртутного оруденения: последнее отчетливо приурочено к тем же крупным дизъюнктивным структурам, которые контролируют размещение дайковых поясов.

АМУРО-ЗЕЙСКИЙ РАЙОН

Исследования последних лет, проведенные в Амуро-Зейском районе, показывают, что в геологическом строении этой территории мезозойские интрузии играют более значительную роль, чем это предполагалось раньше. Внедрение этих интрузий связано с послегеосинклинальными этапами развития Монголо-Охотской складчатой области. Предполагается, что интрузии приурочены к крупным продольным и поперечным разломам, а наиболее значительные к местам их пересечения. Возможно, несколько иное структурное положение занимают трещинные интрузии среднего и основного состава в пределах Джагдинского поднятия, сложенного домезозойскими толщами. Внедрение последних, возможно, связано с активизацией этой зоны в мезозое.

На рассматриваемой территории мезозойские интрузивные образования имеют главным образом меловой возраст. Среди них господствующими являются раннемеловые интрузии. Интрузии позднемелового возраста имеют подчиненное значение и выделение их нуждается в более полном обосновании.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Формирование раннемеловых интрузий происходило в течение нескольких фаз. В порядке последовательности формирования выделяется следующий ряд интрузивных образований: габбро, диориты, диабазы; гранодиориты, кварцевые диориты, граниты; мелкозернистые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты; гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты; лейкократовые граниты.

Габбро, диориты, диабазы. Наиболее древние мезозойские интрузивные образования представлены породами основного и среднего состава. С известной степенью условности к ним относятся крупные трещинные интрузии хребтов Тукурингра — Соктахан и мелкие штокообразные тела, распространенные в пределах северной окраины Амуро-Зейской депрессии. Они характеризуются непостоянным составом и разнообразными структурами. Среди них наряду с полнокристаллическими интрузивными породами, такими, как габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, встречаются гипабиссальные образования (диабазы, порфириты), нередко связанные с первыми постепенными переходами через габбро-диабазы, диоритовые порфириты и т. д.

Возраст отдельных интрузивных тел определяется в диапазоне от раннего до позднего мела. По данным Ю. А. Мамонтова, известно, что в бассейне р. Гаги они прорывают верхнеюрские, а в долине р. Зеи верхнеюрские — нижнемеловые отложения. Верхняя возрастная граница для большинства интрузивных тел не установлена; обычно они перекрыты только четвертичными или неоген-четвертичными рыхлыми осадками. Исключение представляют лишь небольшие тела диоритов в районе прииска Октябрьского, которые пересечены дайками раннемеловых гранодиорит-порфиров (абсолютный возраст 120 млн. лет). Следует иметь в виду, что эти наблюдения Е. И. Бондаренко, безу-

http://rgania.ru/

словно, не могут определить возрастное положение всех мезозойских пород среднего и основного состава, условно связываемых с первой фазой раннемеловой деятельности.

Трещинная интрузия хребтов Тукурингра и Соктахан приурочена к зоне сочленения вехнетриасовых и верхнеюрских — нижнемеловых отложений с синийскими образованиями. Она контролируется крупным, по-видимому, глубинным разломом и прослеживается в субширотном направлении от истоков р. Гулика на западе до верховьев р. Аллы на востоке, на расстоянии около 100 *км* при ширине от 0,5 до 3,0 *км*. Она сложена преимущественно гипабиссальными породами: габбро-диабазами, диабазами и редко порфиритами, связанными между собой постепенными переходами. Несколько более мелких тел подобного же состава установлено к северу от нее в поле развития верхнетриасовых отложений. Все они имеют субширотное простирание и, вероятно, выполняют оперяющие трещины глубинного разлома. Весьма характерно, что эти породы, кроме типичных трещинных тел, слагают вблизи них многочисленные пластовые залежи в верхнетриасовых отложениях. Последние образовались, вероятно, в результате заполнения магмой полостей отслоения между различными породами.

Судя по отдельным наблюдениям, процесс формирования этой интрузии не был одноактным. Ю. А. Мамонтов указывает, что иногда в диабазах и габбро-диабазах наблюдаются ксенолиты таких же, как и они сами, пород. В связи с тем, что интрузия приурочена к долгоживущему разлому, подвижки по которому продолжались в течение длительного промежутка времени, все породы, слагающие ее, довольно интенсивно рассланцованы и изменены. Как правило, они имеют зеленовато-серую или зеленую окраску и массивный облик. Габбро-диабазы, связанные постепенными переходами с диабазами, отличаются от них зернистым сложением и хорошо видны невооруженным глазом. Структура их меняется от бластогабброфитовой в габбро-диабазах до бластофитовой и бластомикрофитовой в диабазах. Минеральный состав довольно однообразен. Они состоят из плагиоклаза № 51—56, моноклинного пироксена и вторичных минералов: актинолита, тремолита, хлорита, эпидота, цоизита и карбоната.

В наиболее интенсивно измененных разностях пироксены нацело замещаются амфиболами (актинолитом и тремолитом), а плагиоклазы — соссюритом. Структура становится нематобластовой и гранобластовой. Первичная природа подобных пород устанавливается с большим трудом. По внешнему облику эти породы не отличимы от обычных зеленых сланцев. Порфириты и диоритовые порфириты встречаются редко. Взаимоотношения их с диабазами ввиду плохой обнаженности не выяснены. Вмещающие породы на контакте с этой интрузией изменены слабо. В большинстве случаев на протяжении нескольких метров в них наблюдается незначительное ороговикование и хлоритизация.

Южнее хребтов Тукурингра и Соктахан с той же фазой интрузивной деятельности условно связываются мелкие (0,5—5 *км*^{2}) штокообразные тела габбро, габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов. Они встречены в бассейнах рек Гаги, Бол. и Мал. Калахты и в окрестностях прииска Октябрьского. Эти породы характеризуются обычно неравномернозернистым сложением и зеленовато-серой, темно-серой или серой окраской. Структуры их меняются от габбровой, габброфитовой и субофитовой в габбро и габбро-диоритах до призматически-зернистой и гипидиоморфнозернистой в диоритах и кварцевых диоритах. Нередко они имеют порфировидную структуру.

Габбро, габбро-диориты и диориты состоят из плагиоклаза (основного андезина или лабрадора) и амфибола. Процентное содержание

http://jurassic.ru/

последних варьирует в довольно широких пределах. Количество плагиоклаза колеблется от 55 до 70% и роговой обманки от 30 до 45%. Иногда в них отмечаются реликтовые зерна моноклинного пироксена и кварца. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, сфеном. В результате вторичных изменений полевые шпаты замещаются серицитом, роговая обманка — хлоритом. Диориты этой интрузии по сравнению со средними диоритами, по Дэли, характеризуются повышенным содержанием магния и более значительным преобладанием натрия над калием.

Кварцевые диориты в отличие от диоритов, кроме плагиоклаза и роговой обманки, содержат редкие чешуйки биотита и повышенное количество кварца (до 15—20%). Калиевый полевой шпат в них обычно отсутствует, а плагиоклаз представлен кислым андезином.

Несмотря на малые размеры тел, вмещающие осадочные породы на контактах с ними испытывают довольно интенсивные изменения. Верхнеюрские отложения превращаются в роговики. Ширина ореола ороговикования различна и колеблется от 5—10 до 100—200 *м* и даже до 1 *км* (бассейн р. Гаги). Раннепалеозойские граниты вблизи контакта с ними никаких изменений, кроме окварцевания, не несут.

Гранодиориты, кварцевые диориты и граниты. Интрузии этих пород являются самыми распространенными на рассматриваемой территории. Они слагают сравнительно крупные массивы (400—900 *км*^{2}) в бассейнах рек Уркана, Ольги, Арби, Тыгды, в междуречье Зеи и Депа (окрестности прииска Юбилейного), в верховьях р. Елны (к северо-востоку от прииска Октябрьского) и целый ряд более мелких интрузивных тел. Хотя строгой закономерности в ориентировке и очертаниях массивов не наблюдается, можно заметить, что большинство из них вытянуто в субширотном направлении с небольшими отклонениями к северо-западу и северо-востоку. По отношению к структурам осадочных пород они явно дискордантны.

Меловой возраст некоторых массивов гранитоидов, в частности Депского и Тыгдинского, установлен в 1934—1935 гг. В. В. Онихимовским и А. А. Кирилловым. Другие массивы (по рекам Ольге, Арби и Елне) еще продолжительное время после этого считались палеозойскими. И лишь в последние годы для них определенно доказан мезозойский возраст. В бассейнах рек Тыгды, Ольги, Депа и других установлено, что они прорывают верхнеюрские и нижнемеловые пресноводно-континентальные угленосные отложения.

Если мезозойский возраст этих гранитоидов уже не вызывает сомнений, то возрастное положение их относительно нижнемеловых эффузивных образований до сих пор является спорным. До недавнего времени предполагалось, что мезозойские гранитоиды в этом регионе перекрываются эффузивами. Основанием для этого служили общие геологические соображения, а также в ряде случаев находки галек гранитоидов, похожих на мезозойские, в туфоконгломератах нижнего мела. В последние годы получены материалы о более молодом возрасте гранитов по сравнению с эффузивами. Е. Е. Краснянской в 1954 г. в бассейне р. Депа в эффузивах наблюдались дайки гранодиорит-порфиров, генетически связанных, по ее мнению, с рассматриваемой интрузией. Позднее в верховьях р. Бургуликана М. В. Павленко горными работами вскрыт эруптивный контакт гранодиоритов с нижнемеловыми эффузивами. Такие же данные в районе прииска Октябрьского получены Е. И. Бондаренко, а К. П. Карауловым в окрестностях ст. Тыгды, где в эффузивах на контакте с гранитами наблюдалось ороговикование. Приведенные данные по существу касаются почти всех более или менее крупных гранитных массивов. Однако наличие галек гранитоидов

http://jurassic.ru/

в нижнемеловых туфоконгломератах заставляет к этому вопросу подходить достаточно осторожно и не позволяет отрицать возможности обнаружения в этих районах и более древних мезозойских гранитоидов. В то же время можно предполагать, что указанные выше гальки принадлежат не мезозойским, а сходным с ними по внешнему облику позднепалеозойским гранитам.

Абсолютный возраст гранитов, определенный аргоновым методом, колеблется от 140 (Е. И. Бондаренко) до 113 млн. лет (М. В. Павленко).

Интрузии характеризуются переменным составом, колеблющимся от гранитов до гранодиоритов и даже кварцевых диоритов. Наиболее распространенными являются гранодиориты. Разными исследователями (А. А. Кириллов, М. В. Павленко и др.) установлено, что более основные породы, в частности, кварцевые диориты, обычно тяготеют к контактам с вмещающими породами.

Другой отличительной особенностью гранитоидов является сравнительно близповерхностный характер их формирования, о чем говорит наличие в краевых и апикальных частях массивов порфировидных гранитов и гранодиоритов, а также гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов. Ширина полосы порфировидных пород вдоль контактов различна. Обычно она колеблется от 10 до 300—800 *м* (бассейн р. Тыгды), но иногда достигает нескольких километров (бассейн р. Бургаликана). Несмотря на это, для некоторых массивов порфировидные фации в краевых частях малохарактерны, вдоль отдельных контактов их не наблюдается совсем.

Все петрографические разновидности гранитоидов связаны постепенными переходами. В большинстве случаев это полнокристаллические среднезернистые породы серого, иногда зеленовато-серого цвета, в которых невооруженным глазом отчетливо видны кристаллы полевого шпата, кварца, биотита и роговой обманки. Структуры обычно гипидиоморфнозернистые, реже порфировидные.

Гранитоиды различаются между собой главным образом по минеральному составу.

Они относятся преимущественно к породам нормального ряда и лишь некоторые из них слабо пересыщены глиноземом. Преобладающая часть пород по химическому составу занимает промежуточное положение между средним «гранодиоритом» и «кварцевым диоритом», по Дэли, отличаясь от них обычно повышенным содержанием магния. Кислые порфировые породы краевой фации (гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры), как правило, пересыщены глиноземом.

Диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты краевой фации интрузии представляют собой серые, зеленовато-серые плотные породы с порфировыми выделениями полевого шпата, роговой обманки, реже биотита и кварца. Акцессорные минералы: апатит и магнетит. Полнокристаллическая основная масса состоит из плагиоклаза и подчиненного количества калиевого полевого шпата. Структура ее микродиоритовая иногда близкая к микрогранитовой, реже призматически-зернистая.

Контакты описываемых гранитоидов с вмещающими породами четкие. Ширина ореола контактовых измененных пород в большинстве случаев колеблется от 10—25 до 100 *м*. Однако местами в бассейнах рек Ольги, Уркана и Макчи влияние интрузии проявляется и на расстоянии 1—3,5 *км*, что, вероятно, зависит от крутизны конктакта этих массивов.

На контакте с гранитоидами верхнеюрские глинистые сланцы превращены в узловатые слюдяные сланцы, песчаники и алевролиты —

http://jurassic.ru/

в биотитовые роговики. Девонские известняки в бассейне р. Уркана преобразованы в гранат-пироксеновые скарны. В эффузивных породах, на контакте с интрузией в бассейне р. Бургаликана, плагиоклазы нацело замещены агрегатом серицита и мусковита, роговая обманка и биотит — хлоритом, эпидотом и вторичным биотитом, основная масса — серицитоподобной слюдкой. Кроме того, в основной массе местами наблюдается вторичный мелкочешуйчатый биотит и отдельные зерна турмалина. Нередко вблизи контакта вмещающие породы окварцованы и пиритизированы.

С гранитоидами генетически связаны многочисленные дайки и жилы гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, аплитов, диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритов, спессартитов. С ними же в ряде случаев связываются проявления золота и полиметаллических руд *.

Мелкозернистые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. В качестве самостоятельной интрузивной фазы в районе выделяются два сравнительно крупных массива, ориентированных в северо-западном направлении. Один из них, занимающий площадь в 90 $км^2$, находится в междуречье Уркана и Тынды, другой площадью 150 $км^2$ — в междуречье Тыгды и Ольги. В первом преобладают граниты, во втором — гранодиориты и кварцевые диориты. В отличие от вышеописанных гранитоидов они характеризуются более мелкозернистым сложением и иногда более темной окраской.

На левобережье р. Уркана гранитоиды прорывают нижнепротерозойские гнейсы и верхнепалеозойские граниты, а в бассейне р. Ольги — верхнеюрские отложения аякской свиты. В 5—8 *км* западнее ст. Тыгда в эндоконтакте массива К. П. Карамановым в 1961 г. наблюдались ксенолиты гранитов более ранней фазы. К западу от рассматриваемого района в бассейне р. Хайкты подобные породы прорваны раннемеловыми гранодиорит-порфирами. Абсолютный возраст гранитоидов из бассейна р. Уркана, определенный аргоновым методом по двум образцам, равен 113 и 129 млн. лет. Несмотря на приведенные данные, выделение этих гранитоидов в качестве самостоятельной фазы раннемеловой интрузивной деятельности некоторыми геологами оспаривается и поэтому требует уточнения.

Биотитовые граниты, преобладающие в Урканском массиве, представляют собой светло-серые или серые мелкозернистые, редко среднезернистые и порфировидные породы. Структура их гипидиоморфнозернистая, иногда монцонитовая. В состав входят плагиоклаз № 32—34 (35—47%), калиевый полевой шпат (20—35%), кварц (25—35%), биотит (5—10%), апатит, магнетит, сфен, циркон и ортит.

Гранодиориты по преобладанию биотита или роговой обманки разделяются на роговообманково-биотитовые и биотит-роговообманковые. Минеральный состав их следующий: плагиоклаз № 37—39 (50—70%), калиевый полевой шпат (5—25%), кварц (15—20%), роговая обманка (5—15%), биотит (5—15%), апатит, магнетит, сфен, циркон, ортит.

Кварцевые диориты, широко распространенные в Тыгдинском массиве, отличаются от гранитов и гранодиоритов более темной серой и зеленовато-серой окраской.

В бассейне р. Уркана, на контакте с массивом, нижнепротерозойские гнейсы испытывают окварцевание и пиритизацию, в верхнепалеозойских гранитах отмечается интенсивная хлоритизация. В самом мас-

* Наиболее вероятно предположение о связи золотоносности приисков Октябрьского района и других с малыми интрузиями меловых диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров четвертой фазы, охарактеризованных ниже. Этот золотоносный комплекс был выделен М. И. Ициксоном под названием Октябрьско-Иораханского.— *Ред.*

http://jurassic.ru/

сиве (обнажение по р. Уркану напротив устья р. Талали) непосредственно на контакте с последними наблюдается зона закалки мощностью в несколько сантиметров.

Породы аякской свиты в бассейне р. Ольги вблизи массива интенсивно ороговикованы. Ширина ореола контактово-измененных пород колеблется обычно в пределах 100—150 *м*, но по ключу Каменистому она достигает 4—5 *км*. Непосредственно у контакта песчаники нередко превращены в кварцево-полевошпатовые роговики. К. П. Карауловым с этими интрузиями генетически связываются дайки спессартитов и диабазовых порфиритов.

Гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые и диоритовые порфириты. Эти породы имеют в районе сравнительно широкое распространение. В большинстве случаев они слагают дайки, которые нередко группируются в довольно крупные поля. Реже эти породы образуют мелкие массивы и штокообразные тела площадью в 1—5 *км*^{2} (водораздел рек Гонжи и Талали, верховье р. Талали и т. д.).

Исключение представляет лишь массив, закартированный на хр. Тукурингра в бассейнах рек Олирльджана и Гулика, занимающий площадь около 150 *км*^{2}. Столь значительная площадь, занимаемая гипабиссальными породами, а также наличие «перекрывающих» их останцов более древних нижнемеловых гранитоидов указывает на плитообразную или лакколитообразную форму интрузива, верхняя часть которого вместе с породами кровли к настоящему времени уничтожена эрозией.

Крупные дайковые поля гранодиорит-порфиров, диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритов, реже гранит-порфиров, отмечены в окрестностях прииска Октябрьского, в бассейне р. Елны, в районе приисков Ясного, Пионер и т. д. Дайковые поля, а также отдельные дайки обычно ориентированы в северо-восточном или близком к широтному направлении. Ширина дайковых полей колеблется от 1—1,5 до 2—2,5 *км*. Мощность даек не превышает 30—35 *м*, протяженность 1 *км*. Однако наиболее характерной является мощность 3—10 *м*, протяженность десятки, первые сотни метров. Вмещающими породами для даек служат различные гранитоиды, а также девонские и верхнеюрские осадочные породы. В окрестностях прииска Октябрьского поле дайковых пород шириной 1,5 *км*, приуроченное к ослабленной зоне северо-восточного направления, из раннепалеозойских переходит в раннемеловые гранитоиды.

Абсолютный возраст гранодиорит-порфиров из Олирльджанского массива, определенный аргоновым методом, равен 130 и 150 млн. лет. Эти результаты подтверждают в целом раннемеловой возраст интрузии, но противоречат геологическим наблюдениям, которые однозначно доказывают более молодой возраст ее по сравнению с кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Абсолютный возраст этих пород, отобранных из дайки в районе прииска Октябрьского (Е. И. Бондаренко), равен 120 млн. лет.

Преобладающая часть пород этой интрузии как в массивах, так и в дайках обладает хорошо раскристаллизованной основной массой. Породы эффузивного облика, близкие по своей структуре и составу к кварцевым порфиритам, встречаются очень редко и связаны постепенными переходами с гранодиорит-порфирами.

Гранодиорит-порфиры, преобладающие в составе интрузии, обычно имеют зеленовато-серый или серый цвет. Порфировые выделения составляют в них от 65 до 75%. Они представлены плагиоклазом № 33—39 (55—80%), биотитом (5—20%), кварцем (3—20%), роговой обманкой (до 5%) и калиевым полевым шпатом (2—10%). Структура основной

http://jurassic.ru/

массы гранитовая и микрогранитовая. Кварцевые диоритовые и диоритовые порфириты по сравнению с гранодиорит-порфирами характеризуются более высоким содержанием в порфировых выделениях роговой обманки (18—70%). Кроме нее, в порфировых выделениях встречаются плагиоклаз (20—75%), биотит (5—7%), кварц (0—8%). Основная масса породы микрогранитовая. Гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры, судя по химическим анализам, обычно пересыщены алюминием. От послекембрийского гранита и гранодиорита, по Дэли, они отличаются меньшим количеством щелочей.

Кварцевые порфириты в большинстве случаев приурочены к контактам с вмещающими породами. Основная масса в них микрофельзитовая. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (55—65%), биотитом (10—20%), кварцем (15—20%) и редко роговой обманкой. С явлениями автометаморфизма связаны проявления вторичных минералов: серицита, мусковита, хлорита и эпидота.

Структурные особенности пород позволяют предполагать близповерхностные условия формирования интрузии. Вблизи контакта с вмещающими породами в Олирльджанском массиве наблюдаются зоны закалки мощностью 0,3—0,5 *м* и полосчатая текстура. Последняя, вероятно, обусловлена движением магмы в период кристаллизации.

Изменения во вмещающих интрузивных породах, даже на контактах с самым крупным массивом, проявлены слабо. Они выражаются в окварцевании, хлоритизации и эпидотизации. Ширина полосы контактово-измененных синийских сланцев не превышает 200—300 *м*.

В районе приисков Октябрьского, Ясного, Пионера и других с дайковым комплексом этой интрузии генетически связывается золотое оруденение.

Лейкократовые граниты, приуроченные к заключительному этапу раннемеловой магматической деятельности, имеют на территории ограниченное распространение. Мелкие гипабиссальные тела их отмечаются в бассейне р. Елны, в истоках р. Инкана, а также в бассейне р. Гари, вблизи впадения в нее р. Джелтулака. Как правило, они тяготеют к крупным разрывным нарушениям северо-восточного направления. Самый крупный массив лейкократовых гранитов (5—8 *км*^{2}) расположен в бассейне р. Елны в поле развития нижнемеловых гранодиоритов. Возраст лейкократовых гранитов точно не установлен и принимается в известной мере условно, исходя из следующих данных.

В бассейне р. Гари гранитами прорываются и метаморфизуются нижнемеловые кислые эффузивы. Сами они перекрываются только неоген-нижнечетвертичными рыхлыми отложениями.

Абсолютный возраст гранита, определенный аргоновым методом (валовая проба по одному образцу), оказался равным 140 млн. лет (ДВГУ). Эта цифра, хотя и соответствует в общем раннему мелу, но находится в противоречии с фактическим материалом, который однозначно доказывает более молодой возраст лейкократовых гранитов по сравнению с гранодиоритами.

По внешнему виду лейкократовые граниты представляют собой светло-серые, розовато-серые разнозернистые или среднезернистые породы с массивной текстурой. Структуры их разнообразны. Наиболее часто встречаются гранитовая, несколько реже пегматитовая и графическая структуры. Минеральный состав гранитов: калиевый полевой шпат (35—45%), плагиоклаз (20—35%), кварц (25—35%), биотит (1,5—2%), ортит; вторичные минералы — серицит, эпидот, хлорит. Вторичные изменения для этих гранитов в целом нехарактерны. Они выражаются в очень слабой пелитизации микроклина, серицитизации плагиоклаза (альбита и альбита-олигоклаза) и в частичном замещении

http://jurassic.ru/

биотита хлоритом и эпидотом. Единственный химический анализ лейкократового гранита показывает, что по своему составу он ближе всего к гранит-аплиту, по Дэли. От типичных аляскитов он отличается большим содержанием кальция, магния и натрия.

Контактовое воздействие гранитов на вмещающие породы относительно невелико, что связано, вероятно, с незначительными размерами массивов. Нижнемеловые эффузивные и девонские осадочные породы на контакте с ними испытывают ороговикование и слабое окварцевание. Ширина полосы контактово-измененных пород вокруг интрузии обычно не превышает десятков, редко первых сотен метров.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Пироксеновые кварцевые диориты, диориты, гранодиориты и габбро-диориты. Интрузивные образования условно позднемелового возраста на описываемой территории встречаются редко. Они известны в среднем течении рек Арби и Умлекана и в окрестностях горы Бекельдеуль. В большинстве случаев ими сложены мелкие штокообразные тела площадью в 1—5 *км*². Исключением является Бекельдеульский массив, занимающий несколько десятков квадратных километров.

По своему минеральному составу, а часто и по структуре породы этой интрузии хорошо отличаются от гранитоидов раннемелового возраста.

В районе горы Бекельдеуль она прорывает верхнеюрские — нижнемеловые отложения уганской свиты, а в бассейнах рек Арби и Умлекана — нижнемеловые эффузивы пермыкинской и талданской свит. Верхняя возрастная граница ее не установлена.

Петрографический состав интрузии крайне неустойчив. В ней встречаются все переходные разности пород от гранодиоритов до диоритов и габбро-диоритов, но наиболее распространенными являются кварцевые диориты и диориты, которыми сложены мелкие тела в бассейнах рек Арби и Умлекана. Более основной состав имеет Бекельдеульский массив, где наряду с кварцевыми диоритами и диоритами существенная роль принадлежит габбро-диоритам, а иногда встречаются даже габбронориты. Характерной особенностью всех пород является постоянное присутствие пироксена, причем в бассейнах р. Арби породы содержат только моноклинный пироксен, а в районе горы Бекельдеуль и в бассейне р. Умлекана, кроме моноклинного пироксена, встречается еще и ромбический.

Отличительным признаком интрузивных образований верхнего мела (?) может служить внешний облик пород, которые обычно имеют серый или темно-серый цвет и нередко неравномернозернистое сложение. Вблизи контактов с вмещающими породами они представлены порфировыми фациями.

При изучении под микроскопом в этих породах обнаруживаются самые разнообразные структуры: от призматически-зернистой до пойкилитовой и даже микропегматитовой (в гранодиоритах). Наиболее обычными, однако, являются призматически-зернистая и гипидиоморфнозернистая структуры.

Кварцевые диориты состоят из плагиоклаза № 38—48 (50—60%), кварца (10—15%), пироксена (10—15%), калиевого полевого шпата (10—20%) и биотита (1—7%). Из акцессорных минералов в них присутствуют магнетит и апатит. Пироксен представлен главным образом моноклинной разновидностью (авгитом), реже встречается гиперстен. По сравнению со средними кварцевыми диоритами, по Дэли, они харак-

http://jurassic.ru/

теризуются повышенным содержанием алюминия, магния и щелочей и соответственно меньшим — железа (рис. 74).

Диориты по сравнению с кварцевыми диоритами содержат в своем составе большее количество (20—25%) пироксена (ромбического и моноклинного или только моноклинного) и соответственно меньшее — калиевого полевого шпата (6—10%) и кварца. Габбро-диориты цели-

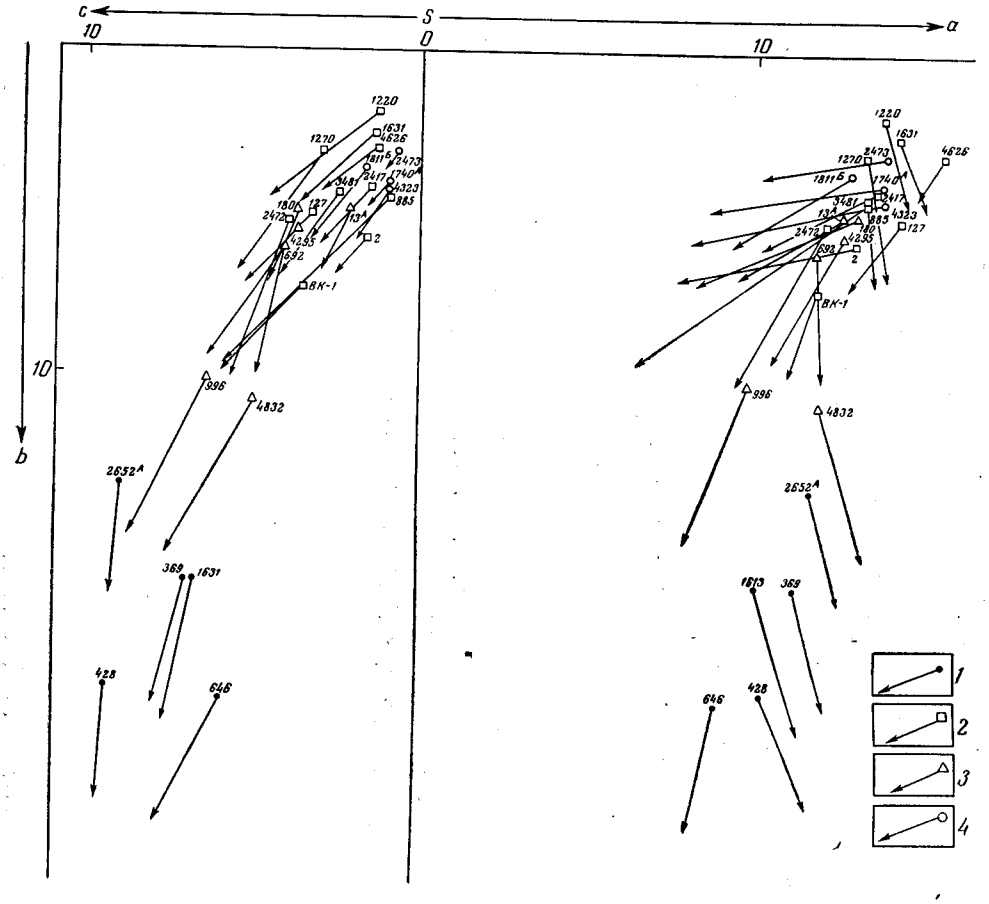


Рис. 74. Диаграмма химического состава палеозойских интрузивных пород восточных районов Верхнего Приамурья

Раннепалеозойские интрузии: *1* — габбро, габбро-диориты, диориты II фазы; *2* — граниты, плагиограниты III фазы. Позднепалеозойские интрузии: *3* — граниты, гранодиориты II фазы; *4* — лейкократовые граниты III фазы

ком состоят из плагиоклаза и пироксена. В гранодиоритах среди темноцветных минералов появляется роговая обманка, но исчезает ромбический пироксен. Суммарное содержание темноцветных минералов (авгит, роговая обманка, биотит) колеблется от 10 до 15%, плагиоклаза № 30—38 от 45 до 55%, кварца и калиевого полевого шпата от 40 до 45%.

В краевых частях массивов диориты и кварцевые диориты нередко постепенно сменяются диоритовыми и кварцевыми диоритовыми порфиритами. Последние характеризуются темно-серой окраской и афанитовой основной массой. Порфировые выделения в них представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном и очень редко кварцем.

Габбро-нориты приурочены к эндоконтактам Бекельдеульского массива. Они представляют собой темно-зеленые или зеленовато-серые

http://jurassic.ru/

гнейсовидные породы среднезернистого или мелкозернистого сложения. Структура их гипидиоморфнозернистая, близкая к габбровой. Минеральный состав: плагиоклаз № 50—60, ромбический пироксен (гиперстен) (20%), моноклинный пироксен (5—10%), вторичный амфибол (15%), единичные зерна кварца, рудный минерал (3—4%).

Химический состав габбро-норитов приближается к оливиновым габбро. В отличие от среднего габбро, по Дэли, они содержат меньшее количество кремнезема и повышенное — магния, железа и кальция.

Вмещающие породы на контакте с интрузией испытывают заметный метаморфизм. В андезитах и их туфах отмечается развитие вторичного биотита и кварца и альбитизация плагиоклазов. Осадочные породы непосредственно у контакта превращаются в роговики и окварцовываются. Ширина ореола контактово-измененных пород обычно не превышает десятков, редко сотен метров.

ХРЕБЕТ МАЛЫЙ ХИНГАН

Мезозойская интрузивная деятельность на Малом Хингане проявилась в виде многочисленных и разнообразных по составу интрузий. Среди них выделены: позднеюрские, позднеюрские — раннемеловые, раннемеловые и позднемеловые интрузии. Возрастное положение их не всегда устанавливается определенно вследствие слабого развития, а нередко и полного отсутствия мезозойских осадочных пород в районе расположения интрузий, а также отсутствия обоснованной стратиграфической схемы расчленения меловых эффузивов.

Следует отметить, что мезозойский магматизм в значительной степени уступает палеозойскому как по распространенности проявлений, так и по размерам отдельных массивов. Однако в металлогеническом отношении мезозойский интрузивный магматизм представляется практически более важным.

ПОЗДНЕЮРСКИЕ ИНТРУЗИИ

Бутакано-чуркинский и диканский комплексы. Позднеюрские интрузии среди мезозойских являются самыми распространенными. Исходя из анализа истории геологического развития территории Малого Хингана и петрографических особенностей пород различных массивов можно наметить два комплекса: бутакано-чуркинский и диканский. Впервые эти комплексы были выделены М. И. Ициксоном, позднее первый из них изучался Н. В. Луцкиной (1957), а второй, диканский, Б. И. Лови (1961).

К бутакано-чуркинскому комплексу отнесены самые крупные массивы: Бутаканский, Даурский, Чуркинский и Верхнеинский. К диканскому комплексу отнесены Диканский массив и ряд мелких тел, расположенных вверх по р. Бурее, а также предположительно Эхилканский массив. Наибольшие размеры массивов 300—400 *км*^{2}.

Возрастное положение перечисленных интрузий определяется следующими данными. Бутаканская интрузия прорывает и метаморфизует карбоновые (?) эффузивы и осадочные отложения верхней юры. Диканскую интрузию перекрывают кварцевые порфиры, которые А. П. Глушков параллелизует с нижнемеловыми кислыми эффузивами. Что касается интрузий бассейна рек Кура и Урми, то, по А. З. Лазареву, в низовьях р. Сынчуги, на них трансгрессивно залегают угленосные отложения нижнего мела.

В настоящее время возраст Бутаканской интрузии не всеми исследователями Малого Хингана принимается как позднеюрский. По дан-

http://jurassic.ru/

ным П. А. Сушкова и М. Г. Золотова, эффузивы, вмещающие Бутаканскую интрузию, рассматриваются как нижнемеловые образования, отсюда и формирование Бутаканской интрузии они относят к позднему мелу.

Определения абсолютного возраста гранитов аргоновым методом, произведенные в лаборатории ВСЕГЕИ, дали следующие цифры: 159 млн. лет — Бутаканский массив, 110 млн. лет — Чуркинский, 185 млн. лет — Диканский, 210—170 млн. лет — Эхилканский.

Внедрение рассматриваемых интрузий контролировалось, согласно А. П. Глушкову, однотипными нарушениями северо-западного направления. Последнее обусловило расположение позднеюрских интрузий на территории Малого Хингана в виде нескольких грубо параллельных рядов северо-западного направления.

В плане массивы имеют форму неправильных овалов, отчетливо вытянутых в северо-западном, реже в северо-восточном направлениях. По отношению к структурам вмещающих пород они занимают подчеркнуто секущее положение. Отсюда следует, что позднеюрские интрузии являются послескладчатыми, а по характеру внедрения — трещинными. О форме массивов при имеющихся условиях обнаженности судить трудно. По ряду косвенных данных можно полагать (Ициксон, Луцкина, 1958), что интрузивы типа бутаканского представляют собой образования, близкие лакколиту или пологонаклоненной залежи с незначительными вертикальными размерами по сравнению с занимаемой ими площадью. Более мелкие тела в большинстве своем, вероятно, являются штоками.

Рассматриваемые интрузии еще слабо вскрыты эрозией, что подтверждается наличием останцов кровли, сохранившихся не только на вершинах сопок, но и во впадинах рельефа.

Петрографический состав пород интрузий в целом довольно пестрый. Самыми распространенными среди них являются граниты, подчиненное значение имеют гранодиориты, кварцевые диориты, гранит-порфиры, гранофиры, кварцевые порфиры и кварцевые диоритовые порфириты.

Гранодиорит-порфиры в пределах хр. Шуки-Поктой по р. Укданаку образуют самостоятельное тело площадью в 50 *км*^{2}, а в центральной части хребта входят в состав Бутаканской интрузии, занимая две трети ее площади.

Внешний облик гранодиорит-порфиров очень характерен. Это порфировидные тонкозернистые породы с обильными, но некрупными вкрапленниками плагиоклаза (зональный андезин), кварца, биотита, роговой обманки и изредка пироксена (авгит). В основной массе, кроме указанных минералов, присутствует калиевый полевой шпат (15—20%). Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, магнетит.

Структура основной массы пород микрогипидиоморфнозернистая, иногда приближающаяся к фельзитовой.

Химический состав гранодиорит-порфиров соответствует дациту, по Дели. Спектральным анализом обнаружены: олово, кобальт, хром, никель, барий, бериллий, ванадий, стронций, медь, свинец; в биотите установлен литий.

На отдельных участках интрузий в зоне эндоконтакта гранодиорит-порфиры постепенно переходят в кварцевые диоритовые порфириты, что сопровождается уменьшением содержания калиевого полевого шпата и увеличением содержания авгита.

В состав первой фазы входят граниты Бутаканского массива, Даурский массив и более мелкие тела в бассейнах рек Никиты, Трека, Салокачи и Малой Оринды. Характерной особенностью строения этих интру-

http://jurassic.ru/

зий является наличие в них зон краевых фаций, представленных гранит-порфирами, гранофирами и кварцевыми порфирами. В большинстве случаев породы краевой фации слагают сравнительно неширокие полосы и переход к ним гранитов постепенный. Исключение составляет Даурская интрузия, где степень раскристаллизации и характер структуры гранитов изменяются от центра массива к его периферии, от крупнозернистых гранитов до кварцевых порфиров. При этом на долю кварцевых порфиров и гранит-порфиров приходится более половины площади, занимаемой Даурской интрузией.

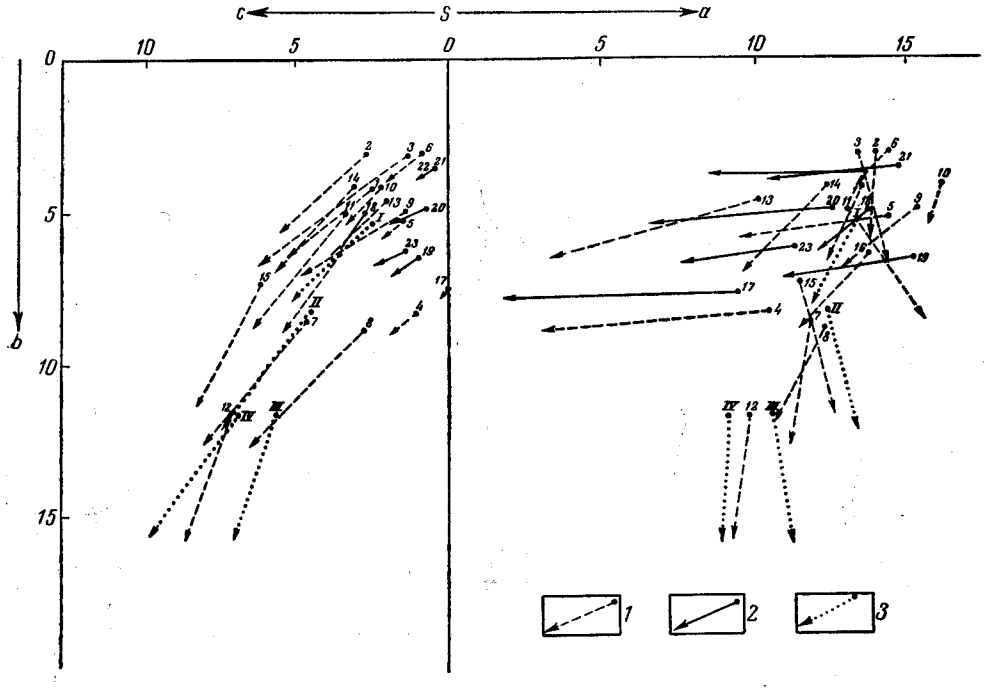


Рис. 75. Диаграмма химических составов мезозойских интрузивных пород Малого Хингана

1 — верхнеюрские интрузии; *2* — меловые интрузии; *3* — средние составы пород, по Дэли: *I* — гранит, *II* — гранодиорит, *III* — кварцевый диорит, *IV* — тоналит

По внешнему виду граниты большинства интрузий средне- и мелкозернистые породы, чаще всего порфировидные. Они состоят из зонального андезина (30—35%), анортоклаза, редко нерешетчатого микроклина (27—30%), кварца (30—35%), биотита (5—7%), и роговой обманки (2—3%). Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, ильменит. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая с участками пойкилитовой.

Особенностью химизма большинства гранитов является пересыщенность их кремнеземом при повышенном содержании полевошпатовой извести. Характерными элементами-примесями, помимо тех, что присутствуют в гранодиорит-порфирах, являются: молибден, ниобий, тантал (рис. 75).

Породы краевой фации этих интрузий: гранит-порфиры, гранофиры и кварцевые порфиры отличаются от гранитов главным образом структурой и тем, что содержат в меньшем количестве цветные минералы и в большем — анортоклаз.

http://jurassic.ru/

По химизму эти породы близки соответствующим им средним типам, по Дели.

В Чуркинском и Верхнеинском массивах наряду с гранитами играют значительную роль гранодиориты, имеющие постепенные переходы к гранитам. В гранодиоритах по сравнению с гранитами отсутствуют элементы-примеси — молибден, олово, ниобий.

Кварцевые диориты слагают массив на водоразделе рек Урми и Тала-Бира. Состав их следующий: зональный андезин (60—65%), кварц (15—18%), биотит (10—15%) и роговая обманка (5—7%). Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, ильменит. По химическому составу эти породы тяготеют к тоналиту, по Дели. Спектральная характеристика их аналогична характеристике гранодиоритов.

Контактовый метаморфизм, связанный с интрузиями бутакано-чуркинского комплекса, в целом проявился слабо. Ширина контактового ореола измеряется десятками, реже первыми сотнями метров. Только в зоне экзоконтактов, наиболее крупных гранитных массивов, осадочные породы превращены в андалузит-кордиеритовые и биотит-полевошпатово-кварцевые роговики иногда с гранатом и турмалином; карбоновые (?) эффузивы биотитизированы.

Дайки, связанные с этими интрузиями, располагаются вблизи интрузий или внутри них. Простирание даек северо-западное, т. е. параллельное вытянутости интрузий, углы падения от 10 до 90°. По составу и структуре дайки чаще всего соответствуют породам краевых фаций крупных интрузий. Дайки представлены гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, кварцевыми диоритовыми порфиритами и редко (хр. Шуки-Поктой) плагиоклазовыми порфиритами.

О глубине формирования интрузии бутакано-чуркинского комплекса геологических данных мало. Близповерхностными среди них несомненно являются интрузии гранодиорит-порфиров и интрузия хр. Даур. Среди них широким развитием пользуются гранит-порфиры и кварцевые порфиры, тонкозернистая и полукристаллическая структура которых могла образоваться только при застывании интрузий под относительно легкой и маломощной покрышкой.

Геолого-петрографические особенности остальных интрузий бутакано-чуркинского комплекса также указывают на относительно небольшие глубины их формирования.

Заметно отличаются по составу и строению Диканский и Эхилканский массивы (Лови, 1961). В Диканском массиве краевые фации отсутствуют. Для гранитоидов нехарактерна порфировидная структура, состав их варьирует от существенно микроклинового гранита через адамеллиты к граносиенитам и к гранодиоритам. Микроклин всегда имеет решетчатое строение. Для пород характерна монцонитовая структура. Жилы редки и сложены аплитом и пегматитом. Вероятно, глубина образования массива была больше, чем массивов бутакано-чуркинского комплекса.

В Эхилканском массиве краевая фация также не установлена. Здесь местами слабо проявляется гнейсовидная текстура. Решетчатый микроклин преобладает над слабозональным плагиоклазом. Структура характеризуется гломеробластическим развитием кварца, большей частью неправильной формы зерен микроклина, плагиоклаз нередко раздроблен и залечен кварцем. Все это указывает на то, что внедрение магмы происходило в неспокойных тектонических условиях и, по-видимому, имел место дополнительный привнос калия и кремнезема, а несколько позже фтора. Светло-сиреневые зерна флюорита видны непосредственно в образцах эхилканских гранитов. Характерными акцессорными минералами диканских гранитов являются циркон, магнетит, апа-

http://jurassic.ru/

тит, монацит, ортит, торит, сфен, рутил, гранат, ильменит; для эхилканских гранитов — монацит, циркон, флюорит, ильменит, магнетит, реже торит.

С позднеюрскими интрузиями связана незначительная постмагматическая минерализация. В Диканской интрузии М. И. Ициксоном наблюдался ряд мелких проявлений молибденита и шеелита; в интрузии по р. Никите выявлены небольшие участки топазовых грейзенов и пиритизированных гранитов, к которым, вероятно, приурочены рудопроявления олова и молибдена, и, наконец, делювий в пределах Бутаканской интрузии характеризуется повышенным содержанием касситерита.

ПОЗДНЕЮРСКИЕ — РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Кульдурский комплекс. К этому комплексу условно отнесены небольшие штокообразные тела и многочисленные дайки габбро и диоритов, расположенные в верховьях рек Салокачи, Мал. Каменушки, в районе ст. Лондоко, на водоразделе рек Биракана и Мал. Каменушки в карьерах ж. д. Известковая — Ургал между ст. Кульдур и Перевальная. Тела вытянуты в северо-восточном, близком к широтному, направлении. Протяженность их достигает 5 *км* при ширине 2—3 *км*.

По минералогическому составу и структуре эти интрузии очень близки к габбро и диоритам палеозойского возраста. Однако как это считает А. П. Глушков, приуроченность рассматриваемых интрузий к нарушениям, секущим двуслюдяные граниты и верхнеюрские порфириты говорит за то, что они не могут быть древнее поздней юры. За пределами Малого Хингана, по данным М. И. Ициксона, аналогичные интрузии габбро и диоритов метаморфизуют отложения нижнего мела. Отсюда возраст рассматриваемых интрузий условно принимается как позднеюрский — раннемеловой.

Габбро представляют собой мелкозернистые и нередко порфировидные породы черного цвета. Главными породообразующими минералами их являются лабрадор, роговая обманка, биотит и пироксен, количественные соотношения которых колеблются в обычных пределах для габбро. Диориты, подобно габбро, мелкозернистые, слабопорфировидные породы темно-серого цвета. Они состоят из андезина, роговой обманки, иногда биотита. Кварцевые диориты отличаются большим содержанием кварца (7—15%) и биотита (13—19%). Акцессорные минералы: титаномагнетит, магнетит, циркон, ильменит, сфен, лимонит, арсенопирит, галенит, молибденит, ортит, киноварь (Лови, 1960). М. И. Ициксоном (1947) среди дайковых пород этого комплекса были определены монциониты и кварцевые монциониты.

Для габбро и диоритов очень характерны автометаморфические изменения, выразившиеся в интенсивной хлоритизации, эпидотизации, реже карбонатизации цветных минералов и в развитии серицита и соссюрита по плагиоклазу.

Контактовые воздействия на вмещающие тырмо-буреинские граниты там, где это удалось наблюдать (Лови, Шендерова), проявились в частичном плавлении последних с образованием гранофировых структур и в превращении гранитов в своеобразные гранит-порфиры на расстоянии 1—1,5 *м* от контакта.

Металлогенические особенности кульдурского комплекса еще очень плохо изучены. В непосредственной ассоциации с дайками на Кульдурско-Яуринском перевале были обнаружены рудопроявления свинца, цинка и мышьяка. В псевдоморфозах лимонита по пириту спектральным анализом определены, кроме того, кобальт, никель, медь. В протолочках руд установлены знаки золота.

http://jurassic.ru/

М. И. Иициксон сопоставляет охарактеризованные интрузивные образования с раннемеловым октябрьско-иораханским комплексом, продуктивным по золоту, ртути, сурьме, мышьяку.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Хингано-олонойский комплекс. Раннемеловые интрузии Малого Хингана представляют собой типично субвулканические образования, которые пространственно, во времени и по составу тесно связаны с вмещающими их эффузивами. Этот комплекс впервые был установлен М. И. Иициксоном в 1942 г. и им же была намечена связь с этими интрузиями оловянной минерализации.

Раннемеловые интрузии пользуются широким развитием в бассейне рек Хингана, Кимкана и Олоно, где они образуют тела размером от незначительных даек до сравнительно крупных тел площадью около 27 *км*^{2}. Подавляющее большинство их сложено гранит-порфирами и изредка кварцевыми порфирами. Дайки представлены разнообразными порфиритами.

Большинство исследователей (М. И. Иициксон, М. Г. Золотов, В. А. Кузьмичев и Е. Г. Седельникова) относят время внедрения данных интрузий к концу мела или к границе между мелом и палеогеном на том основании, что прорываемые ими эффузивы (кварцевые порфиры обманийской свиты) они считают верхнемеловыми. А. П. Глушков обманийскую свиту кварцевых порфиров считает нижнемеловой и потому эти интрузии датирует ранним мелом.

Определения абсолютного возраста аргоновым методом дали цифры 153, 152, 146, 127, 120 млн. лет и только для Кимканского массива — 104 млн. лет.

Самыми ранними образованиями хингано-олонойского комплекса предположительно считаются интрузия кварцевых порфиров и многочисленные дайки в районе Карадубского месторождения. Интрузия кварцевых порфиров морфологически представляет собой пластообразное тело, залегающее на границе нижнемеловых (верхнеюрских?) порфиритов и нижнемеловых кислых эффузивов. Интрузия вытянута в северо-западном направлении и падает на юго-запад под углом 20°. Мощность ее колеблется от 10 до 40 *м*, протяженность свыше 1 *км*. Кварцевые порфиры по внешнему виду плотные породы светло-серого цвета с редкими и мелкими вкрапленниками кварца и полевых шпатов (анортоклаза или изредка нерешетчатого микроклина и альбит-плагиоклаза). Кристаллы калиевого полевого шпата почти всегда замутнены, будучи переполнены газово-жидкими включениями и сильно альбитизированы. Цветные минералы почти совершенно отсутствуют. Акцессорные минералы: апатит, циркон, касситерит, магнетит, монацит. По химическому составу от среднего типа кварцевого порфира, по Дели, эти породы отличаются пересыщенностью глиноземом, отсутствием магния и бедностью кальцием. Элементами-примесями являются олово, ниобий, бериллий, медь, иттрий.

В зонах эндоконтакта кварцевые порфиры грейзенизированы, местами превращены в мусковит-топазово-кварцевые грейзены со скоплениями турмалина. Контактовые воздействия кварцевых порфиров на вмещающие эффузивы отчетливы. М. И. Попковой в ороговикованных порфиритах наблюдались новообразования кордиерита и диопсида.

Интрузия кварцевых порфиров рассекается многочисленными дайками (дорудными?) диабазовых и плагиоклазовых порфиритов, реже фельзит-порфиров. На Карадубском месторождении (участок Нижний), на площади всего 700—800 *м*^{2} насчитывается свыше 20 таких даек, име-

http://jurassic.ru/

ющих северо-западное простирание и падение на северо-восток или юго-запад под углом 70—80°. Протяженность даек от 50 до 700 *м*; мощность от первых сантиметров до 10—30 *м*. В распределении даек на участке Нижнем намечается отчетливая приуроченность их к полям развития эффузивов аналогичного состава.

Самыми распространенными интрузиями хингано-олонойского комплекса являются интрузии гранит-порфиров. Они располагаются в виде двух полос, ориентированных согласно общему простиранию вмещающего эффузивного комплекса. Сами интрузивные тела вытянуты в направлениях, близких к широтному или меридиональному, т. е. косо по отношению к простиранию полос. Первая полоса интрузий проходит от верховьев р. Олоно, вдоль долины Левого Хингана. Вторая прослеживается от водораздела рек Обмани и Кимкана до верховьев р. Лиственичной. Все интрузии первой полосы сложены лейкократовыми биотит-роговообманковыми гранит-порфирами, получившими название хинганских. Интрузивные тела второй полосы сложены так называемыми кимканскими гранит-порфирами, по составу отвечающими аляскитам. Хинганские и кимканские интрузии четко различаются степенью раскристаллизации, интенсивностью контактового воздействия на вмещающие породы и преобладанием автометаморфических или гидротермальных постмагматических процессов, обусловивших и разный тип оловянных месторождений и рудопроявлений.

В тесной ассоциации с массивами гранит-порфиров находятся разнообразные дайки. По составу среди них резко преобладают дайки плагиоклазовых порфиритов, реже встречаются дайки диоритовых порфиритов и особенно кварцевых порфиритов. Эти дайки пересекают только хинганские гранит-порфиры. Вблизи интрузий кимканских гранит-порфиров они подвергаются ороговикованию или встречаются внутри них в качестве ксенолитов. В поле развития верхнемеловых липаритов дайки порфиритов никем не отмечались. Для них характерно бóльшей частью меридиональное, реже широтное, простирание и крутые углы падения.

Хинганские гранит-порфиры слагают массивы Хинганский, Верхнеолонойский, два массива в верховье Левого Хингана, а также ряд мелких тел *.

Интрузии гранит-порфиров кимканского (по М. И. Ициксону — обманийского) типа слагают вторую полосу, расположенную в верховьях р. Кимкана, по ключам Обмани, Лиственичному и др. Самые крупные из них имеют площади 15—10 *км*^{2}. Отличительной особенностью этих интрузий является большая степень раскристаллизации пород центральных частей, которые обычно обрамляются узкой полосой пород краевой фации. По форме массивы представляют собой, по-видимому, штоки. Кимканские гранит-порфиры серые, желтоватые мелко- или тонкозернистые породы, содержащие во вкрапленниках таблицы розоватого или белого полевого шпата и кварц. Размер вкрапленников в среднем 0,5—0,8 *см* в поперечнике, в породе они распределены равномерно или в виде гломеропорфировых скоплений. Краевая фация гранит-порфиров отличается обилием вкрапленников более мелкого размера (3—0,5 *мм*) и тонкозернистой или плотной основной массой. Калиевый полевой шпат вкрапленников представлен анортоклазом, плагиоклаз-альбит-олигоклазом. Редко встречаются псевдоморфозы хлорита по роговой обманке и очень мелкие пластинки темно-зеленого биотита. Вкрапленники, чаще в породах краевой фации, окружены микрографической каймой. Структура основной массы микрогранулитовая или микрогра-

* Характеристика специфических магматических образований, слагающих эти массивы, дана в разделе «Экструзивные образования».

http://jurassic.ru/

фическая, в породах краевой фации микроаплитовая, иногда близкая к фельзитовой. Текстурной особенностью гранит-порфиров обманийской интрузии является присутствие мелких миарол (до 7—8 *мм*), поверхность которых покрыта кристаллами альбита, альбитизированного калиевого полевого шпата, кварца и пластинками зеленого биотита. Акцессорные минералы: циркон, касситерит, апатит, анатаз, турмалин, флюорит, ильменит. По химическому составу кимканские гранит-порфиры тяготеют к щелочному граниту или аляскиту. От соответствующих типов, по Дэли, они отличаются резкой пересыщенностью глиноземом, при крайней обедненности магнием и особенно кальцием, преобладанием калия над натрием. Спектральным анализом в данных гранит-порфирах обнаружены следующие элементы-примеси: олово, бериллий, барий, свинец, иттрий, лантан, цирконий.

Контактовое воздействие кимканских гранит-порфиров на вмещающие эффузивы выразилось в их перекристаллизации (ороговиковании) и биотитизации. Ширина контактового ореола достигает 200 *м*. Постмагматические изменения в кимканских гранит-порфирах и особенно автометаморфические, выразившиеся в грейзенизации, проявились широко. Наиболее значительна грейзенизация в породах апикальных частей Обманийской интрузии и в небольших телах в верховье Левого Кимкана, где гранит-порфиры превращены в топазово-мусковитовые, реже турмалиново-кварцевые грейзены. В остальных массивах состав грейзенов более простой — это мусковит-кварцевые грейзены, а в некоторых случаях мусковитизированные гранит-порфиры. Последующие изменения произошли в гидротермальную стадию автометаморфизма. В подавляющем большинстве интрузий они проявились в окварцевании и незначительной серицитизации, наложившейся на грейзенизированные породы. В Обманийской интрузии гидротермально-метасоматические изменения, по Г. В. Ициксон, также приурочены к участкам развития грейзенов и привели к образованию сидерофиллито-кварцевых и турмалино-кварцевых метасоматитов. С кимканскими гранит-порфирами связаны оловянные месторождения кварцево-касситеритового и переходного типа.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ (?) ИНТРУЗИИ

Богучанский комплекс. Позднемеловые интрузии гранит-порфиров имеют небольшое распространение. Они установлены в бассейне р. Бол. Сололи. Площадь этих мелких штоко- и дайкоподобных тел не превышает 5 *км*^{2}. Генетически интрузии связаны с липаритами богучанской свиты, которая всеми исследователями Малого Хингана относится к верхнему мелу. Г. В. Ициксон предполагает, что некоторые из этих тел служили подводящими каналами излияний липаритов.

Гранит-порфиры обладают резко выраженным порфировым сложением. Вкрапленники размером до 0,7 *см* состоят из кварца, санидина или анортоклаза. В основной массе, кроме этих минералов, присутствуют редкие псевдоморфозы хлорита по биотиту и, возможно, по роговой обманке.

Акцессорные минералы: циркон, апатит, касситерит и рудный минерал. Структура основной массы микроаплитовая и микрогранулитовая. Текстура массивная, но нередко пористая.

Таракелакский комплекс *. Интрузии этого комплекса распространены преимущественно в северной части Малого Хингана, в бассейнах

* Многими исследователями самостоятельное значение таракелакского комплекса подвергается сомнению.— *Ред.*

http://jurassic.ru/

рек Яурина, Джалинды и Тырмы. Они образуют линейно вытянутые в меридиональном направлении тела, протяженностью до 15 *км* при ширине 2—5 *км*. Характерны и мелкие тела, типа даек, длиной 1—2 *км* и шириной в несколько сотен метров.

Возраст интрузий определяется как послераннемеловой на том основании, что они прорывают и метаморфизуют угленосные отложения нижнего мела. Более точных данных об их возрастном положении нет, так как в контакте с более молодыми образованиями эти интрузии нигде не наблюдались.

Отличительной особенностью рассматриваемых интрузий является сложное, многофазное строение.

Самыми распространенными и наиболее ранними породами комплекса являются габбро. Они входят в состав всех массивов, но полностью слагают лишь самые мелкие. Внешне габбро мелко- или среднезернистые породы черного цвета с характерной шаровой отдельностью. По составу среди них выделяются две разновидности: габбро-нориты и оливиновое габбро. Первые пользуются широким развитием, вторые встречаются реже.

Состав габбро-норитов: зональный андезин-лабрадор (63%), авгит (11%), энстатит (5%), роговая обманка (5%), биотит (9%), оливин (0,5%), микроклин (1,5%), кварц (4%). Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, ильменит, титаномагнетит. Структура габбро-офитовая. В оливиновом габбро количество оливина достигает 12%, при этом кварц и микроклин отсутствуют. В следующую фазу, вероятно, очень близкую по времени внедрения к первой, образовались небольшие жилоподобные тела, имеющие ясно выраженное гибридное происхождение. Граница с габбро-норитами в одних случаях ясная, резкая, в других довольно расплывчатая. Внешний облик этих пород весьма характерен. Это среднезернистые породы темно-серого цвета с многочисленными белыми и бледно-розовыми порфировидными образованиями плагиоклаза и микроклина до 1 *см*. Особенностями пород являются резко переменный минеральный состав, необычная ассоциация минералов, резко зональный плагиоклаз, а также повышенное содержание кварца и микроклина при меланократовом составе пород. Представление о минеральном составе дает табл. 20.

Таблица 20

Минералы	Название пород		
	кварцевые монцонит-диориты	монцонит-гранодиориты	сиенит-гранодиориты
Моноклинный пироксен	—	9	—
Роговая обманка	1,5	6	13
Биотит	7	11	6
Плагиоклаз	54	38	30
Микроклин	20	15	37
Кварц	17	20	13
Акцессорные минералы	0,5	1	1

Состав плагиоклаза также меняется. В разновидностях, содержащих пироксен, центральная часть кристаллов плагиоклаза сложена лабрадором, периферическая — кислым андезином. В разновидностях, богатых микроклином, центральная часть сложена андезином, а краевая олигоклаз-андезином. Микроклин замещает плагиоклаз и вместе с тем образует нередко почти идиоморфные формы кристаллов. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, рудный минерал. Структура

http://jurassic.ru/

гипидиоморфнозернистая с характерными, похожими на графические, срастаниями кварца и плагиоклаза, особенно в порфировидных образованиях последних.

Следующая, третья, разновидность — биотитовые гранодиориты — встречена только в одном обнажении на 201, 7 *км* железнодорожной ветки Известковая — Ургал, где они пересекают две предыдущие разновидности пород. Это светло-серые, среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза (кислого андезина) (56%), кварца (23%), микроклина (15%), биотита (4—5%), отдельных зерен роговой обманки и акцессорных минералов около 2%. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, циркон, ильменит, ортит, апатит. Структура гипидиоморфнозернистая, характеризующаяся закономерными своеобразными срастаниями кварца с плагиоклазом и замещениями плагиоклаза микроклином. На контакте этих пород с габбро отмечены мелкозернистые породы, отвечающие по составу кварцевым диоритам, в которых биотит образует относительно крупные чешуйки. Появление их скорее всего вызвано воздействием гранодиоритов на габбро.

Четвертая разновидность — гранит-порфиры и граносиенитпорфиры. Гранит-порфиры образуют сеть маломощных причудлиных по очертанию жил, пересекающих две первые разновидности. Граносиенит-порфиры образуют довольно крупное тело неопределенной формы. Взаимоотношение между этими разновидностями не установлено. Граносиенит-порфиры представляют собой крупнопорфировые породы с вкрапленниками розового микроклина размером до 1,5 *см*, количественно резко преобладающих над основной массой. Эти породы В. А. Кашковский называл порфировидными гранитами, а еще ранее Д. Е. Саватеев — гибридным порфиром. Минеральный состав пород: микроклин (45%), плагиоклаз (олигоклаз-андезин) (20—35%), кварц (15—20%), биотит (5—10%). Интенсивно выражены серицитизация, хлоритизация и пелитизация.

Пятая, наиболее молодая, разновидность пород, мелко- и среднезернистые аляскитовые граниты, слагающие дайки различной мощности, имеющие простирание северо-западное, близкое к широтному. Однако за пределами распространения этих массивов аляскитовые граниты никем не отмечались. Минеральный состав их: микроклин (50%), кварц (40%), кислый плагиоклаз (7%), биотит и рудный минерал (около 3%). Из акцессорных минералов отмечаются апатит, циркон и монацит.

Для всех разновидностей пород многофазных массивов характерно наличие многочисленных небольших зон катаклаза.

Сиениты. Небольшой шток этих пород был установлен П. Н. Кошманом летом 1957 г. на левом берегу р. Бол. Каменушки несколько выше устья р. Китай-Дыр. Сиениты прорывают нижнемеловые порфириты станолирской свиты. По внешнему виду это розовато-серые массивные мелкозернистые породы. Минеральный состав: калиевый полевой шпат (60—70%), плагиоклаз (15—35%), биотит и роговая обманка (3—10%), кварц (2—3%), рудный минерал (0,2—2%). Часты микрографические срастания кварца с калиевым полевым шпатом. Акцессорные минералы: апатит и сфен, вторичные — хлорит и кальцит.

В заключение следует отметить, что позднеюрские гранитоиды характеризуются значительным колебанием химических составов. По классификации А. Н. Заварицкого, они относятся к классу II, группам 3, 4 и 5, т. е. среди данных гранитоидов имеются разности богатые, умеренно богатые и бедные щелочами. Сравнение их с соответствующими средними типами, по Дэли, показывает, что наряду с близкими

http://jurassic.ru/

им породами есть и резко отличающиеся по количеству кремнезема, глинозема, магния и полевошпатовой извести. Из щелочей в весовом отношении чаще калий несколько преобладает над натрием.

Меловым гранитам, наоборот, свойственна выдержанность химических составов: все они входят в класс II, группу 3 (богатые щелочами). От средних типов, по Дэли, их отличает резкое пересыщение глиноземом, обедненность кальцием и особенно магнием, а также заметное преобладание калия над натрием.

Олово присутствует во всех разновидностях гранитоидов и притом нередко в большинстве их анализов. Отличительной особенностью позднеюрских гранитоидов является присутствие элементов-примесей.

Металлогеническое значение мезозойской интрузивной деятельности велико. Именно с ней связана оловянная минерализация на Малом Хингане. Кроме того, в связи с мезозойским интрузивным магматизмом известны рудопроявления молибдена, мышьяка, свинца, цинка, флюорита, золота, ртути и сурьмы.

Рудоносные интрузивные комплексы Хингано-Олонойского района отличаются значительной сложностью и сформированы в несколько фаз, разобщенных во времени периодами интенсивных тектонических напряжений. Последним отвечают комплексы даек и малых интрузий преимущественно диоритового (порфиритового) состава. Внедрение порфиритов предшествует главной гранитной (гранит-порфировой) фазе. Гранит-порфиры в свою очередь пересечены порфиритовыми дайками последующей генерации. В дальнейшем имело место интенсивное дробление и гидротермальная деятельность, наложившиеся на все эти образования. Еще позже вновь внедрилась новая серия послерудных даек умеренно кислого и среднего состава (Ициксон, Рундквист и др., 1959).

Сводная характеристика особенностей мезозойских интрузивных образований Малого Хингана приводится в табл. 21.

ХРЕБЕТ ЭЗОП

Интрузивный магматизм в пределах хребта Эзоп проявился в большом количестве интрузий Южно-Тукурингрского разлома, в полосе выходов эффузивов восточной части Умлекано-Огоджинского вулканогенного пояса.

Мезозойские интрузивные образования хр. Эзоп подразделяются на два интрузивных комплекса: харгинский и более поздний эзопский. В составе комплексов большим развитием пользуются различные гранитоиды, подчиненное значение имеют породы среднего состава.

Дискуссионным пока остается вопрос, к какому из этих комплексов относить многочисленные дайкоподобные тела, сложенные диоритами, кварцевыми диоритами, порфиритами и другими породами. Одни исследователи (Г. Т. Татаринов, Э. П. Хохлов) относят их к самым молодым проявлениям харгинского комплекса, другие (Ф. С. Усенко, В. В. Васильева, В. Ф. Козюра) — к самым ранним образованиям эзопского комплекса.

По-видимому, справедливым остается предположение М. И. Ициксона о том, что эти малые тела неодновозрастны. Этим, вероятно, объясняются также столь различные данные их абсолютного возраста: плагиогранит-порфиров — 130 млн. лет, диоритовых порфиритов — 80—85 млн. лет.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Харгинский комплекс. В состав этого комплекса входят гранодиориты, кварцевые диориты, а также, по Г. Т. Татаринову ($1960_{1, 2}$), дайки плагиогранит-порфиров и спессартитов.

http://jurassic.ru/

Характеристика мезозойских

Возраст	Позднеюрский раннемеловой			
1	2	3	4	5
Комплексы	Бутканo-Чуркинский	Диканский		Кульдурский
Название массивов	Бутаканский, Чуркинский, Даурский	Диканский	Эхилканский	—
Разновидности пород	Граниты, гранодиориты, кварцевые диоритовые порфириты	Граниты (адамеллиты), гранодиориты, граносиениты	Граниты	Кварцевые диориты, диориты, габбро, метагаббро
Обоснование возраста	Нижняя граница — прорывают осадочные отложения верхней юры. Верхняя граница не установлена	Нижняя граница не установлена. Верхняя граница — перекрываются кислыми эффузивами условно нижнемелового возраста	Прорывают порфировидные тырмо-буреинские граниты	Нижняя граница: прорывают порфировидные тырмо-буреинские граниты
Данные определения абсолютного возраста	159 и 117 млн. лет	185 млн. лет по валовой пробе	210 и 170 млн. лет по валовой пробе	—
Форма и размеры интрузивных тел	Формы интрузий не установлены. Некоторые (Бутаканский массив), вероятно, лакколиты. Наибольшие размеры — 300 $км^2$			Мелкие массивы, дайки
Характерные особенности пород	Преобладание плагиоклаза (зонального андезина) над калишпатом (анортоклазом или нерешетчатым микроклином). Характерна краевая фация (гранит-порфировая или гранитная)	Вариации в составе пород. Микроклин всегда решетчатый. Плагиоклаз (зональный андезин) нередко монцонитовая структура. Краевая фация не установлена	Микроклин заметно преобладает над плагиоклазом. Характерен бластез. Краевая фация не установлена	Значительные колебания в минеральном составе, особенно в количестве кварца и калиевого полевого шпата. Плагиоклаз резко зональный (лабрадор в центре). Бурая роговая обманка. Интенсивные вторичные изменения

http://jurassic.ru/

Таблица 21

интрузий Малого Хингана

Раннемеловой		Позднемеловой		
6	7	8	9	10
Хингано-Олонойский		Богучанский	Таракелакский	—
—	—	—	—	—
Гранит-порфиры		—	Габбро-, габбро-нориты, монцонито-гранодиориты, гранит-порфиры, мелкозернистые аляскитовые граниты	Сиениты
Хинганский тип	Обманийский тип			
Нижняя граница: прорывают нижнемеловые эффузивы обманийской свиты. Верхняя граница: среди липаритов богучанской свиты (верхний мел) не встречаются		Прорывают верхнемеловые липариты богучанской свиты	Нижняя граница — прорывают ургальскую свиту. Верхняя граница не установлена	Нижняя граница: прорывают нижнемеловые порфириты станолирской свиты. Верхняя граница не установлена
158, 152, 146, 127 и 104 млн. лет по валовым пробам		99 млн. лет	—	—
Размер массивов до 5 *км* в поперечнике. Многоэтажная форма, совпадающая с крутопадающими дайкоподобными телами	Штоки размером 0,4—0,5 *км* по длинной оси	Мелкие штоки не более 5 $км^2$ и дайки	Небольшие тела мощностью 0,5—2 *км*. Наибольший массив имеет ширину около 3 *км*, по простиранию прослежен на 15 *км*	Шток (?) небольшого размера (правобережье р. Бол. Каменушка)
Количество плагиоклаза равно или несколько меньше, чем калишпата. Количество цветных минералов (биотита и роговой обманки) 2—5%	Анортоклаз резко преобладает над плагиоклазом. Количество темноцветных незначительно. Интенсивно проявлена грейзенизация	Во вкрапленниках санидин и анортоклаз, кварц и псевдоморфозы хлорита по биотиту	Присутствие кварца и микроклина в основных и средних разновидностях, резко переменный состав пород второй фазы. В гранитах микроклин преобладает над плагиоклазом. Наличие многочисленных мелких зон катаклаза	Содержит немного кварца в микропегматитовом срастании с калиевым полевым шпатом

http://jurassic.ru/

Возраст	Позднеюрский раннемеловой			
1	2	3	4	5
Характер контактовых изменений	Незначительный, проявляется в образовании роговиков или в слабой биотизации осадочных пород	—		Изменение гранитов в эндоконтакте на расстоянии 1—1,5 *м* и образование гранит-порфиров с микропегматитовой основной массой
Дайковые породы	Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые порфириты, редко плагиоклазовые порфириты	Аплиты и редко пегматиты	—	—
Главнейшие петрохимические особенности	Повышенное содержание полевошпатовой извести		—	—
Акцессорные минералы	Сфен, апатит, циркон, ильменит (недостаточно изучены)	Магнетит, циркон, апатит, гематит: в меньшем количестве ильменит, сфен, пирит, гранат, монацит, торит, ортит, шеелит, касситерит, рутил, молибденит	Флюорит, циркон, монацит, апатит; в меньшем количестве магнетит, гематит, пирит, ильменит, сфен, анатаз, рутил, торит, галенит	Титаномагнетит, магнетит, апатит, пирит; в меньшем количестве циркон, ильменит, сфен, ортит, арсенопирит, галенит, единичные знаки молибденита, киновари
Минерализация, связанная с комплексом	В шлихах из делювия в пределах Бутаканского массива и по р. Никите встречается касситерит	Незначительное рудопроявление молибденита	—	Арсенопирит в кварцевом прожилке; примесь кобальта и никеля в псевдоморфозах лимонита по пириту из небольшого гнезда

http://jurassic.ru/

Продолжение табл. 21

Раннемеловой		Позднемеловой		
6	7	8	9	10
Контактовое воздействие очень слабое	Интенсивное изменение вмещающих кварцевых порфиритов. Ширина контактового ореола около 200 *м*	—	Очень слабая перекристаллизация туфогенных песчаников и серицитизация их	—
Разнообразные порфириты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, редко диабазы		—	—	—
Количества K и Na близки	K преобладает над Na	То же, что и у обманийского типа гранит-порфиров	—	—
Апатит, циркон, ортит, магнетит, касситерит, рутил, монацит	Циркон, апатит, касситерит, анатаз, турмалин, флюорит, ильменит монацит	Циркон, апатит, касситерит, ильменит	В габбро: титаномагнетит, апатит, пирит, арсенопирит; в гранодиоритах: магнетит, сфен, циркон, ильменит, ортит, апатит, пирит; в гранитах: апатит, циркон, монацит	—
Месторождение олова сульфидно-касситеритовой формации	Месторождения переходной формации	Рудопроявления олова	—	—

http://jurassic.ru/

Возраст этих гранитоидов связывался то с герцинской, то с мезозойской (киммерийской) фазами складчатости. Считалось, что харгинские граниты аналогичны ингаглинским, для которых установлен палеозойский возраст. Исследования последних лет (В. Ф. Козюра, Э. П. Хохлов) показали, что харгинские гранитоиды отличаются от ингаглинских и очень похожи на эзопские. Установлено, что харгинские гранитоиды, прорывая и метаморфизуя синийские отложения, сами прорываются позднемеловыми эзопскими гранитами и перекрываются верхнемеловыми кварцевыми порфирами. Абсолютный возраст гранодиоритов, определенный в лаборатории ВСЕГЕИ (коллекция В. Ф. Козюры), 130—140 млн. лет, а определенный в лаборатории ДВГУ (коллекция Г. Т. Татаринова) — 112 млн. лет. В. Ф. Козюра, Э. П. Хохлов и Р. М. Тоноян на основании этих данных считают харгинский комплекс раннемеловым.

Гранитоиды и кварцевые диориты слагают довольно крупный массив на водоразделе р. Селемджи и ее левого притока р. Харги. Массив вытянут в северо-западном направлении параллельно складчатым структурам района. Длина его достигает 26 *км,* ширина 16 *км.*

Гранодиориты и кварцевые диориты, связанные взаимопереходами, представляют собой серые и темно-серые среднезернистые породы. Структура их гипидиоморфнозернистая, реже монцонитовая или пойкилитовая. Гранодиориты состоят из кварца (25—30%), анортоклаза (20%), андезина (40%), биотита (7—10%) и роговой обманки (1—2%). Кварцевые диориты имеют тот же минеральный состав, что и гранодиориты, но в них меньше кварца (7—15%) и анортоклаза (до 5%) за счет увеличения содержания плагиоклаза (50—60%). Акцессорные минералы: ортит, циркон, апатит, сфен, иногда гранат. По химическому составу харгинские гранодиориты близки к среднему типу гранодиорита, по Дэли, отличаясь от него только несколько повышенным содержанием глинозема и полевошпатовой извести, при меньшем количестве щелочей (рис. 76). С харгинскими гранитоидами связаны редкие жилы аплитов и пегматитов.

Металлогеническое значение харгинских гранитов ничтожно. Шлиховые пробы на площади развития харгинской интрузии почти не содержат рудных минералов.

Плагиогранит-порфиры образуют небольшие тела на водоразделе рек Харги и Джело. Абсолютный возраст их 130 млн. лет, позволяет отнести эти породы к харгинскому комплексу. Внешне это массивные порфировидные породы с тонкозернистой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом (андезином), кварцем, биотитом, иногда калиевым полевым шпатом.

По химическому составу плагиогранит-порфиры близки к кварцевым порфирам, по Дэли, и отличаются от них более высоким содержанием окиси натрия.

К харгинскому комплексу Г. Т. Татаринов относит малхиты и спессартиты, образующие дайки мощностью до 2—3 *м.* Дайки прорывают синийские отложения, а ксенолиты их (малхиты) наблюдаются в диоритовых порфиритах эзопского комплекса.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Эзопский комплекс. Породы этого комплекса распространены значительно шире, чем харгинского. Они слагают до 40% всей площади хр. Эзоп. В строении эзопского комплекса, по данным С. Ф. Усенко, Э. П. Хохлова, В. В. Васильевой и других, принимают участие следующие группы пород (от ранних к более молодым): 1) диориты, кварцевые диориты и порфириты; 2) гранодиорит-порфиры; 3) граниты и гранит-порфиры.

http://jurassic.ru/

Эти группы пород рассматриваются в качестве образований трех разорванных во времени фаз одного интрузивного цикла.

Возраст эзопского интрузивного комплекса определяется следующим: все породы комплекса прорывают и метаморфизуют верхнемеловые эффузивы, абсолютный возраст диоритов и диоритовых порфиритов, гранодиоритов и гранитов — 80, 85—90 млн. лет (Полевая, 1957;

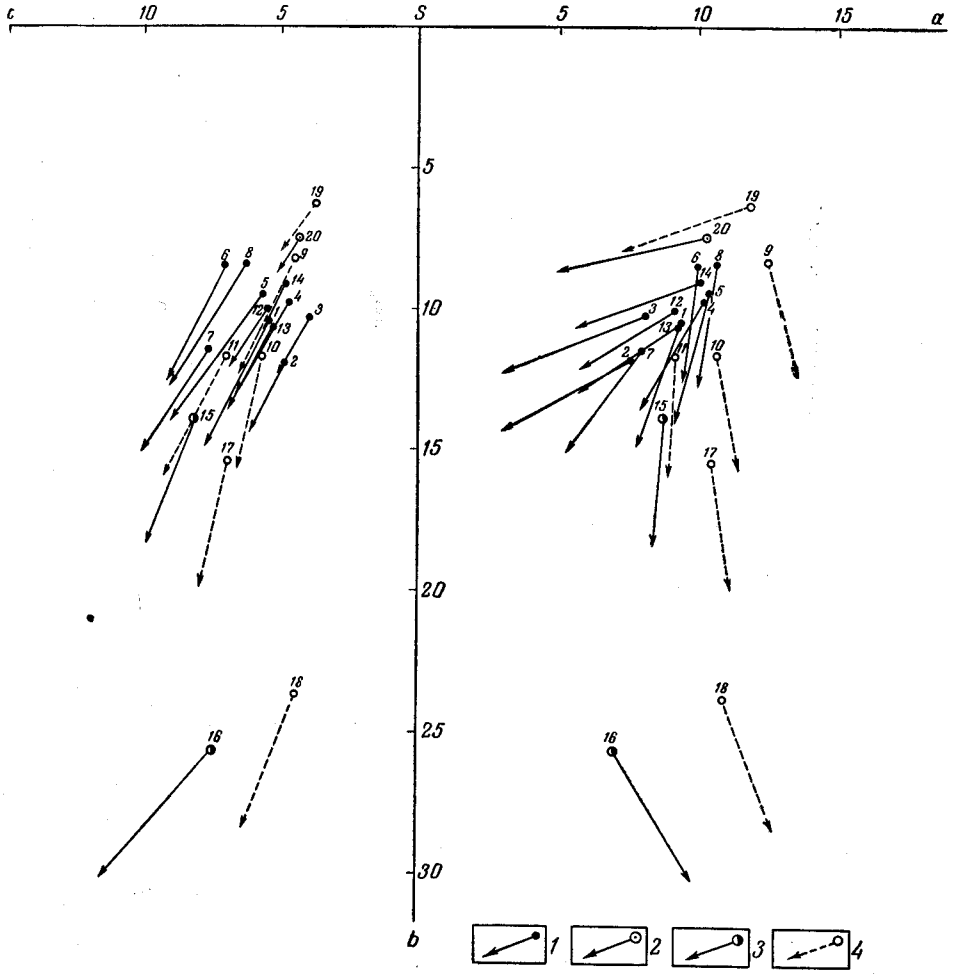


Рис. 76. Диаграмма химических составов пород харгинского интрузивного комплекса
1 — гранодиориты и гранодиорит-порфиры; *2* — плагиоклазовые гранит-порфиры; *3* — малхиты и спессартиты; *4* — средние составы пород по Дэли

лаборатория ДВГУ). На основании этих данных возраст перечисленных пород принимается как позднемеловой.

Интрузии диоритов, кварцевых диоритов, роговообманковых, пироксеновых, кварцевых диоритовых порфиритов развиты в бассейне рек Амакан, Акишма, Хунко и др. Они прорывают верхнемеловые кварцевые порфиры и в виде ксенолитов встречаются в эзопских гранитах.

Диориты образуют крутопадающие дайкообразные тела и небольшие штоки, вытянутые в меридиональном или субширотном направлении. Мощности даек 5—10 *м*, а площадь штоков 8—16 *км*^{2}. Характерной особенностью этих тел является частое присутствие в зонах кон-

http://jurassic.ru/

такта их эруптивных брекчий с обильными мелкими обломками вмещающих пород. Это обстоятельство, вероятно, свидетельствует, по С. Ф. Усенко, о том, что внедрение даек происходило по ранее существовавшим разломам.

Диориты и кварцевые диориты слагают центральные части массивов. Близ контактов широко развиты диоритовые порфириты. Многочисленные дайки сложены также диоритовыми порфиритами.

Диориты и кварцевые диориты темно-серые, мелко- и среднезернистые, реже порфировидные породы с массивной текстурой. Состав их следующий: андезин (60%), роговая обманка (25%), биотит (10%), кварц (4—5%). В кварцевых диоритах содержание кварца увеличивается до 10—12%, а из темноцветных минералов — биотит (15—20%) преобладает над роговой обманкой (6—10%). Наряду с плагиоклазом присутствует и калиевый полевой шпат (5—7%). Акцессорные минералы: циркон и магнетит.

Диоритовые порфириты — массивные плотные породы зеленовато-серого цвета. Структура пород порфировая с пилотакситовой структурой основной массы. Состав пород тот же, лишь в некоторых разновидностях цветной минерал представлен роговой обманкой, либо одним пироксеном, либо тем и другим минералами вместе.

Вмещающие породы на контакте с диоритами и кварцевыми диоритами претерпели контактово-метаморфические изменения. Синийские феллиты превращены в кордиерит-андалузитовые роговики, юрские песчаники — в биотит-кварцево-полевошпатовые роговики, верхнемеловые кварцевые порфиры частично перекристаллизованы и содержат тонкие чешуйки новообразованного биотита. Ширина контактового ореола в метаморфических и осадочных породах колеблется от нескольких сотен метров до 1,5 *км*, а в эффузивах не превышает 100 *м*.

С этими интрузиями связаны зоны гидротермально-измененных пород и многочисленные кварцевые жилы, несущие сульфидное оруденение (истоки р. Хунко).

Следующими по возрасту в эзопском интрузивном комплексе являются гранодиорит-порфиры. Они прорывают диориты и кварцевые диориты и в свою очередь прорываются гранитами. Гранодиорит-порфиры развиты в приводораздельной части хребта, в верховьях рек Бол. Амнуса, Амакана, Акишмы, где слагают массивы неправильной формы площадью до 25 *км*^{2}.

Гранодиорит-порфиры — светло-серые, массивные, мелкозернистые и порфировидные породы. Вкрапленники в них — плагиоклаз и роговая обманка, иногда кварц и калиевый полевой шпат. Основная масса сложена теми же минералами. Структура гранитная. Состав гранодиорит-порфиров: кварц (20—25%), андезин (40—50%), анортоклаз (30%), роговая обманка (10%) и биотит (5%). Акцессорные минералы — циркон, апатит, ортит. По химическому составу от среднего типа гранодиорита, по Дэли, эти породы отличаются пересыщенностью глиноземом, повышенным содержанием кремнекислоты и окиси кальция.

На контакте с гранитами гранодиорит-порфиры претерпевают контактово-метаморфические изменения, выражающиеся в обильном новообразовании биотита. Кварцевые порфиры в контакте с гранодиоритами частично перекристаллизованы и биотитизированы.

Самыми поздними и вместе с тем самыми распространенными в данном комплексе являются граниты, известные в литературе под названием «эзопских».

Эзопские граниты изучались многими исследователями — В. В. Васильева, В. Ф. Козюра, Э. П. Хохлов, П. А. Сушков, Ю. С. Мамонтов, С. Ф. Усенко, в 1954—1956 гг. занимался Г. Т. Татаринов.

http://jurassic.ru/

Эзопские граниты развиты преимущественно в осевой части хребта. Начиная от верховьев р. Толомы они прослеживаются с небольшими перерывами в восточном направлении до водораздела рек Немилен и Керби. На юге хребта они распространены в верховьях рек Правой и Левой Буреи. Эзопские граниты, по Г. Т. Татаринову, слагают крупный, но еще слабо вскрытый эрозией плутон, длина которого достигает 130 *км*, а ширина 50 *км*. Другие исследователи хребта Эзоп считают, что эзопские граниты образуют несколько самостоятельных массивов, площадь составляет 450—200 *км*^{2}.

Интрузии эзопских гранитов группируются в линейную зону северо-западного направления, в общем совпадающую с простиранием вмещающих осадочно-метаморфических толщ. Такое расположение зоны скорее всего обусловлено тем, что внедрение гранитной магмы контролировалось разрывными нарушениями, в данном случае совпадавшими с общим направлением складчатых структур района. Однако отдельные массивы располагаются обычно под некоторым углом к вмещающей складчатой структуре.

Форма интрузий гранитов в плане неправильная, со сложной конфигурацией контактовой поверхности. Размещение интрузий, как полагает С. Ф. Усенко, происходило, по-видимому, вдоль плоскостей отслаивания между эффузивами и подстилающими их домезозойскими породами там, где последние разбиты зонами дробления. Морфологически эти массивы, вероятно, представляют собой чечевицеподобные тела. Косвенным подтверждением этого служат повсеместно пологие контакты интрузий (5—20°) с породами кровли, а также широкие зоны контактово-измененных пород.

Эзопские граниты* по внешнему облику представляют довольно однообразные массивные породы светло-серого цвета. Среди них отмечается несколько фациальных разновидностей: 1) порфировидные крупно- и среднезернистые граниты; 2) порфировидные мелкозернистые граниты и гранит-порфиры; 3) пегматоидные граниты. Сложены массивы преимущественно среднезернистыми порфировидными гранитами, которые в зоне контакта с вмещающими породами постепенно переходят в мелкозернистые порфировидные разности и в гранит-порфиры. Пегматоидные граниты встречаются редко (среди мелкозернистых гранитов, вблизи кровли и в куполовидных выступах массивов).

Все перечисленные разновидности гранитов имеют одинаковый минеральный состав с незначительными вариациями в содержании калиевого полевого шпата и биотита. Средний состав эзопских гранитов следующий: калиевый полевой шпат 30—48%, плагиоклаз 11—29%, кварц 27—43%, биотит 3—8%. В мелкозернистых гранитах содержание калиевого полевого шпата иногда поднимается до 55%, биотита обычно не более 1—3%. Акцессорными минералами являются циркон, апатит, ортит, анатаз, ксенотим, ильменит и магнетит. Структура пород порфировидная. Количество вкрапленников составляет 15—20% от общей массы породы. В мелкозернистых порфировидных гранитах количество вкрапленников непостоянно. Местами вкрапленников около 10%, а иногда их так мало, что порода кажется равномернозернистой. Вкрапленники представлены плагиоклазом (до 5—6 *см* в длину) и кварцем (до 0,7 *см* в поперечнике). В мелкозернистых разновидностях среди вкрапленников присутствует также калиевый полевой шпат (размер зерен до 1—2 *см* в длину). Плагиоклаз имеет зональное строение с ядром, состоящим из андезин-лабрадора (№ 45—48 или 35—38)

* Описание эзопских гранитов дано по Г. Т. Татаринову.

http://jurassic.ru/

и олигоклазовой (№ 22—26) внешней каймой. Калиевый полевой шпат — анортоклаз, реже решетчатый микроклин.

Эзопские граниты оказывают активное контактовое воздействие на вмещающие породы. Ширина ореола контактово-измененных пород вокруг массивов непостоянная и полностью зависит от крутизны контакта. Так, в случае пологого контакта ширины зоны роговиков достигает 1—2 *км* и даже 4 *км*, при крутом падении — не превышает 300—400 *км*. В кварцевых порфирах зона роговиков выражена слабо, мощность ее здесь не более 200—250 *м*. Осадочно-метаморфические породы синия на контакте с гранитами превращены в биотит-полевошпатово-кварцевые роговики с кордиеритом. Верхнемеловые эффузивы подверглись частичной перекристаллизации и биотитизации. Эндоконтактовые изменения известны лишь на контакте с осадочными породами и сводятся к обогащению гранитов биотитом (до 19,5%). В зоне эндоконтакта эзопские граниты содержат многочисленные, в различной степени переработанные ксенолиты вмещающих пород. Автометаморфические изменения в гранитах проявились в слабой микроклинизации и деанортитизации плагиоклазов и в грейзенизации как гранитов, так и вмещающих пород. Гидротермальным процессам обязаны многочисленные кварцевые жилы в гранитах.

По химическому составу эзопские граниты резко отличаются от средних типов поров, по Дэли (рис. 77); для них характерны: резкая пересыщенность глиноземом, низкое содержание магнезии, пониженное содержание полевошпатовой извести. Из щелочей отмечается преобладание калия над натрием в весовых, а иногда и молекулярных отношениях. По петрохимическим особенностям, как это впервые отметил М. И. Иициксон, позднемеловые интрузии хр. Эзоп полностью идентичны верхнемеловым гранитоидам Баджальского хребта и Малого Хингана.

Дайки, связанные с эзопскими интрузиями, пользуются ограниченным распространением. Среди них различаются мелкозернистые равномернозернистые граниты, аплиты, пегматиты и крупнопорфировые гранит-порфиры. Образование даек происходило в два этапа. К первому этапу относятся маломощные дайки мелкозернистых равномернозернистых гранитов, аплитов и пегматитов. По минеральному и химическому составу эти породы сходны с эзопскими гранитами. Дайки перечисленных пород встречаются спорадически и, как правило, не выходят за пределы массивов. По правому берегу р. Акишмы и в верховье р. Таломы простирание даек восточное, падение на север (350—360°) под углами от 35 до 90°. Известны сложные дайки, в которых центральная часть сложена пегматитом, а зальбанды аплитом. Дайки второго этапа — крупнопорфировые гранит-порфиры — встречаются как в поле гранитов, так и за их пределами. Мощность даек варьирует от нескольких десятков сантиметров до 1 *м* и более. Простирание изменяется от широтного до меридионального с углами падения от 15—20 до 40—70°. Эти же дайки в поле развития эффузивов имеют мощность до нескольких десятков метров, простирание их меридиональное, падение крутое.

В заключение отметим, что по условиям формирования интрузии эзопских гранитов относятся к образованиям малых глубин. Согласно расчетам Г. Т. Татаринова, мощность пород кровли интрузий (толщи верхнемеловых эффузивов) была порядка 1000 *м*. Рассматриваемые интрузии являются послескладчатыми трещинными массивами. Даже в случае взаимно параллельного расположения контактов интрузий и простирания вмещающих пород, контакты массивов всегда значительно положе, чем падение осадочно-метаморфических пород.

Наблюдения и исследования элементов прототектоники позволяют считать, что гранитная магма при заполнении камеры перемещалась

http://jurassic.ru/

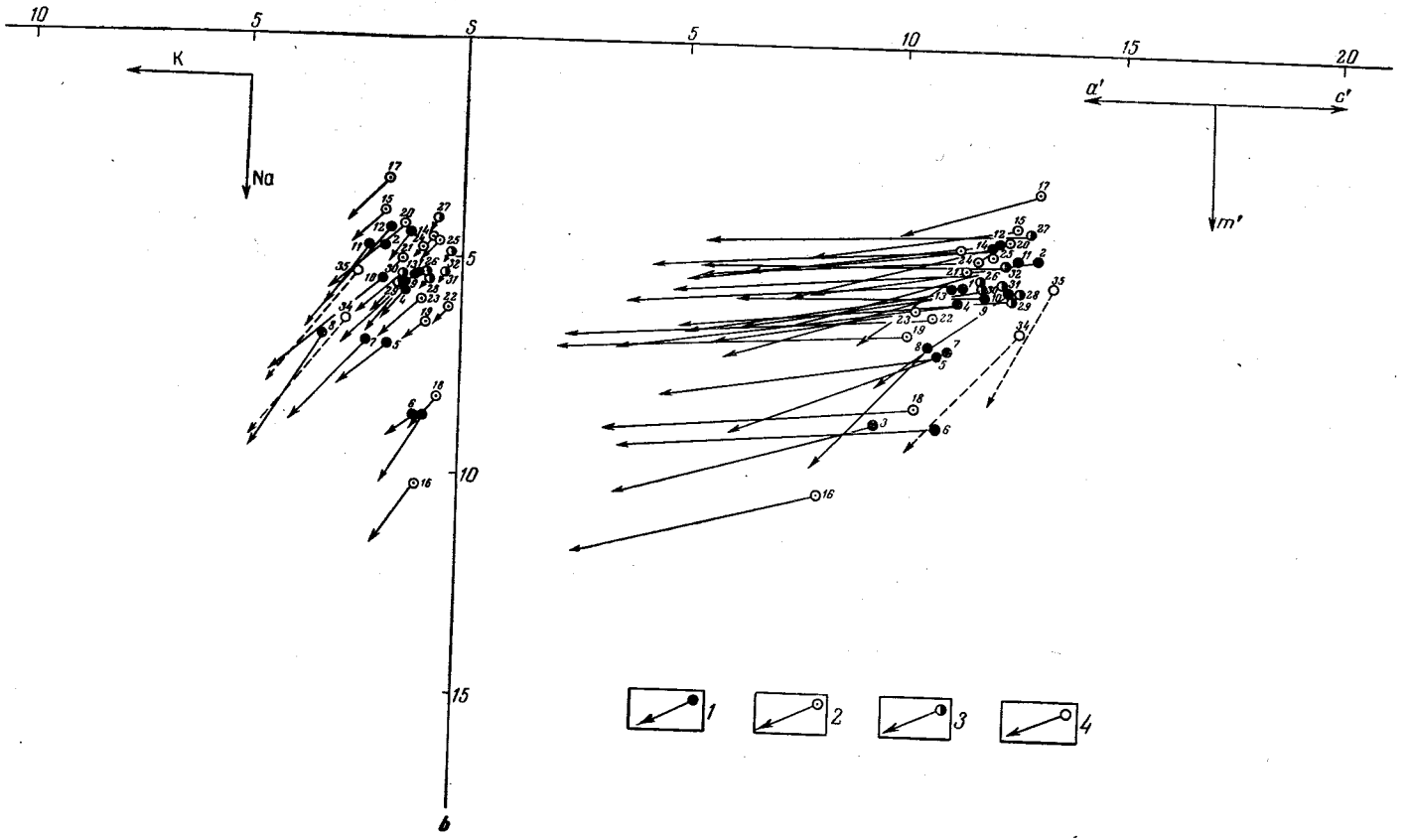


Рис. 77. Диаграмма химических составов пород эзопского интрузивного комплекса

1 — среднезернистые порфировидные граниты; *2* — мелкозернистые порфировидные и равномернозернистые граниты; *3* — крупнопорфировые гранит-порфиры и аплиты; *4* — средние типы гранитов по Дэли

http://jurassic.ru/

в субширотном направлении, в целом параллельно вытянутости массивов с восток-юго-востока на запад-северо-запад. Углы падения линейности обычно 2—10° и в единичных случаях до 25—50°. Имеющие место секущие направления линейности относительно простирания вмещающих пород указывают на то, что движение магмы происходило позже формирования складчатых структур хр. Эзоп.

Гранитная магма при своем внедрении обладала высокой активностью. На первом этапе преобладала химическая активность, когда расширение камеры шло главным образом за счет ассимиляци вмещающих пород. Об этом свидетельствуют многочисленные в различной степени переработанные ксенолиты песчаников, сланцев и других пород. На следующем этапе с падением температуры и давления и соответственно все уменьшающейся ассимиляционной способностью магмы химическая активность сменилась механической активностью, проявившейся в динамическом воздействии на вмещающие породы, т. е. в раздвигании полости за счет давления на раму. Следы такого одностороннего давления на значительно прогретые вмещающие породы проявились в рассланцевании последних, в частности в превращении осадочных пород в зоне экзоконтакта в породы, по текстуре похожие на кристаллические сланцы. Наличие таких пород отмечалось многими исследователями хр. Эзоп.

Эзопские граниты имеют металлогеническое значение. С ними связано большое количество рудопроявлений олова, вольфрама, молибдена, висмута и минералов из группы тантало-ниобатов. Наибольший интерес представляют рудопроявления олова, относящиеся к двум формациям: касситеритово-кварцевой и сульфидно-касситеритовой. Рудопроявления первой формации, представленные грейзенами и кварцевыми жилами, приуроченными к прототектоническим трещинам в эндоконтактовой зоне массивов. Вторые — рудопроявления сульфидно-касситеритовой формации, локализуются в пределах зон дробления среди эффузивов и метаморфизованных осадочных образований, вмещающих интрузии.

ЗАПАДНОЕ ПРИОХОТЬЕ

МЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

В Западном Приохотье меловые интрузии пользуются широким развитием. Они представлены послескладчатыми сложнопостроенными массивами, приуроченными к разрывным нарушениям. Интрузии прорывают и метаморфизуют верхнемеловые (?) эффузивы. Однако существующие заметные различия между породами интрузий различных районов данной территории, а также недостаточная обоснованность стратиграфии вмещающих эффузивов не позволяют все интрузии Западного Приохотья считать одновозрастными. Отсюда возраст интрузий принимается условно как меловой.

Описание интрузий дано по группам, каждая из которых характеризуется особенностями вещественного состава, петрохимии и металлогенической специализации. Эти группы следующие: 1) интрузии бассейна р. Ал, верховьев р. Конин и о-ва Бол. Шантар; 2) интрузии Тугурского полуострова; 3) интрузии бассейна рек Тыль и Тором.

Интрузии бассейна р. Ал, верховьев р. Конин и о-ва Бол. Шантар. Самые крупные массивы рассматриваемой группы — Альский и Дуганджинский. Они занимают площади соответственно 800 и 200 *км*^{2}. Наиболее обычны интрузии площадью 15—36 *км*^{2}, нередки и мелкие тела размером не более 0,25—0,5 *км*^{2}.

http://jurassic.ru/

Возраст этих интрузий Л. И. Красный (1960) считал послеюрским (раннемеловым), так как они метаморфизуют отложения верхней юры и перекрываются палеогеновыми (?) эффузивами. С. И. Горохов датирует эти интрузии верхним мелом на том основании, что Альская интрузия метаморфизует эффузивы, условно относимые к верхнему мелу.

Интрузивные тела вытянуты в направлениях, близких к широтному или меридиональному, и четко дискордантны к структуре вмещающих толщ.

Наблюдения над характером контактов интрузивов показали, что последние обладали высокой динамической активностью. Так, полого-залегающие верхнеюрские отложения в районе Дуганджинского массива на расстоянии около 400 *м* от контакта, по обе стороны массива поставлены на голову, а в северной части массива — опрокинуты. В массиве мыса Медвежье Одеяло можно видеть, что гранитная магма проникла вдоль напластования осадочной толщи, в других случаях она поднимала вышележащие толщи в виде куполов.

В строении интрузивов принимают участие разнообраные по составу породы: от гипербазитов и габброидов до аляскитовых гранитов и граносиенитов.

По данным С. И. Горохова и Т. М. Беляковой, все массивы бассейна р. Ал и верховьев р. Конин имеют трехфазное строение. К первой фазе относятся габбро, габбро-диориты, диориты и гибридные гранодиориты. К этой же фазе принадлежат и гипербазиты, которые рассматриваются как фациальная разновидность габброидов. Ко второй фазе принадлежат граниты (преобладают), гранодиориты, монцониты, кварцевые диориты, гранит- и гранодиорит-порфиры. Третья фаза представлена пегматоидными и аляскитовыми гранитами.

Детальные исследования Н. В. Луцкиной и В. Н. Мусина обнаружили еще более сложное строение массивов. По их данным, массив мыса Медвежье Одеяло сформировался в четыре интрузивные фазы в следующей последовательности: 1) габбро-перидотиты и перидотиты; 2) габбро-диориты; 3) диориты; 4) граниты и граносиениты.

Не менее сложное строение установлено и в Мамгинском массиве. В этом массиве первыми внедрились габбро-нориты и габбро-диориты. Возможно, что их внедрению предшествовала интрузия ультраосновных пород, слагающих многочисленные ксенолиты в габброидах. Во вторую фазу сформировались кварцевые диориты, в третью — граниты и в четвертую (?) — гибридные кварцевые диориты.

Дуганджинский массив сформировался (по В. Н. Мусину) в результате трехкратного внедрения гранитной магмы: 1) биотит-амфиболовые граниты; 2) биотитовые граниты и 3) лейкократовые граниты. Разнообразие пород вызвано не только многофазностью становления массивов, но и разновозрастностью последних. Такое предположение впервые высказал Л. И. Красный в отношении массива мыса Медвежье Одеяло, породы которого резко отличаются от пород других интрузий бассейна р. Ал. Однако этот вопрос еще ждет своего разрешения.

Самыми ранними, притом имеющими резко подчиненное значение, являются гипербазиты. В Мамгинском массиве они представлены пироксенитами, перидотитами и оливинитами, в массиве мыса Медвежье Одеяло — перидотитами и габбро-перидотитами. Состоят породы из оливина, пироксенов, бурой роговой обманки, биотита и плагиоклаза (№ 70—53). Структура пород или гипидиоморфнозернистая или пойкилитовая.

http://jurassic.ru/

Следующими по времени образованиями являются габбро и габбро-диориты, состоящие на 55—60% из плагиоклаза № 70—55 в габбро и № 47—50 в габбро-диоритах и до 40—45% из пироксенов, роговой обманки и биотита. Структура пород обычно близкая к гипидиоморфнозернистой.

Диориты наблюдались в интрузии мыса Медвежье Одеяло. Это мелкозернистые, реже среднезернистые породы, состоящие из андезина № 37, иногда зонального строения, и зеленой роговой обманки (25—30%). Структура их призматически-зернистая, текстура трахитоидная.

Кварцевые диориты в остальных интрузиях имеют ограниченное распространение и заметно отличаются от вышеописанных диоритов. Их состав более сложный: плагиоклаза состава андезина (№ 40—44) 50—55%, кварца 14—15%, роговой обманки 15—20%, биотита 5—10%, пироксенов до 1,5% и калиевого полевого шпата 1—5%. Структура гипидиоморфнозернистая.

Гранодиориты развиты более широко. Они характеризуются светло-серой окраской, среднезернистым, часто порфировидным сложением. В состав их входят: плагиоклаз (40—55%), калиевый полевой шпат (15—17%), кварц (15—20%), роговая обманка (7—10%), биотит (10—12%). Для плагиоклаза этих пород обычно зональное строение. Центральная часть его сложена андезином (№ 30—35), а краевая — олигоклазом (№ 11). В гранодиоритах бухты Мамга плагиоклаз более основной: в ядре № 45—55, по периферии № 27—30. Калиевый полевой шпат иногда обнаруживает микроклиновую решетку; в Мамгинской интрузии, по В. Н. Мусину, он представлен ортоклазом.

Граниты являются самыми распространенными породами интрузий и различаются по возрасту, соотношению породообразующих минералов и структуре. Граниты главной фации (Альская интрузия и др.) имеют следующий средний состав: плагиоклаз (37%), калиевый полевой шпат (28%), кварц (27%), биотит (6%) и роговая обманка (1,5%). Акцессорные минералы: ильменит, апатит, циркон, рудный минерал, реже рутил и ортит. В Дуганджинском массиве граниты первой фазы содержат меньшее количество калиевого полевого шпата (17—20%) при более высоком содержании кварца и роговой обманки. Структура пород гипидиоморфнозернистая, нередко порфировидная. Вкрапленники представлены полевыми шпатами. Плагиоклаз имеет зональное строение. Состав плагиоклаза колеблется от № 30 в ядре и до № 20—22 на периферии зерен. В Дуганджинской гранитной интрузии плагиоклаз в центральной части зерен — андезин-лабрадор № 42—50, а в краевых зонах — андезин № 25—30. В Дуганджинском массиве калиевый полевой шпат характеризуется непостоянством оптических свойств, по которым он относится к ортоклазу или анортоклазу.

Более молодые граниты (по С. И. Горохову граниты третьей фазы) характеризуются высоким содержанием калиевого полевого шпата (45—60%) и кварца (30—42%) при пониженном количестве плагиоклаза (5—15%) и биотита (8—2%). Характерна пегматоидная структура. К этим же породам С. И. Горохов причисляет граниты интрузии мыса Медвежье Одеяло. Однако последние отличаются тем, что по содержанию кварца (10—30%) часто дают переходы в граносиениты, кроме того, в них обычно присутствует роговая обманка при незначительном содержании и даже полном отсутствии биотита. Структура порфировидная с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Граниты Дуганджинской интрузии содержат меньше калиевого полевого шпата (до 40%) за счет увеличения количества

http://jurassic.ru/

плагиоклаза (до 30%). Плагиоклаз соответствует олигоклазу № 11—20, в Дуганджинском массиве плагиоклаз зональный, № 28—30 в центральной части и № 18—20 на периферии. Калиевый полевой шпат почти повсеместно обнаруживает микроклиновую решетку и сильно пертитизирован. В гранитах Дуганджинского массива калиевый полевой шпат представлен анортоклазом и нерешетчатым микроклином.

Петрохимические особенности пород интрузий, особенно в группе гранитоидов, заметно отличают их от средних типов пород, по Дэли. Граниты и гранодиориты характеризуются пониженным содержанием глинозема или даже недосыщенностью им при высоком содержании магнезии и преобладании натрия над калием. Исключение составляют два анализа лейкократовых гранитов. Последние оказались резко пересыщенными глиноземом и обеднены магнезией и окисью кальция. Как будет видно ниже, по химизму эти граниты близки к гранитам бассейнов рек Тыла и Торома.

Дайки, сопровождающие данные интрузии, многочисленны и разнообразны. Возрастная последовательность их (по-видимому, типичная и для дайкового комплекса других интрузий) установлена в районе интрузии мыса Медвежье Одеяло. Последовательность внедрения даек (от ранних к более поздним): пегматиты, аплиты, гранит-порфиры, диоритовые порфириты, спессартиты и диабазы.

Пегматиты и аплиты в целом малочисленны и обычно не выходят за пределы интрузий. Их мощность редко превышает 1—1,5 *м*, простирание и падение не выдержаны.

Дайки других пород развиты широко и встречаются как в интрузиях, так и во вмещающих породах. Простирание даек преимущественно северо-западное (330—350°) и северо-восточное (50—30°), углы падения чаще крутые — от 70—85° до вертикальных. Мощность их колеблется от первых десятков сантиметров до 10 *м* и реже 20 *м*.

Помимо отмеченных даек, в поле развития верхнетриасовых и юрских осадочных пород установлено большое количество даек, не связанных с интрузиями. Следует отметить, что в районе мыса Бол. Дуганджа В. И. Мусиным подсчитано 178 даек, а в районе бухты Мамга 172 дайки. Дайки обычно группируются на отдельных небольших участках, образуя серии или поля сгущения.

По составу дайки весьма разнообразны, но среди них резко преобладают спессартиты и порфириты; подчиненное значение имеют керсантиты, одиниты, плагиопорфиры, фельзит-порфиры.

В бухте Мамга дайки имеют северо-восточное простирание (25—70°) и падение к северо-западу под углами 50—30°. На участке мыса Бол. Дуганджа простирание даек преимущественно субширотное или субмеридиональное с вертикальными и очень крутыми углами падения. В. Н. Мусин полагает, что эти дайки по времени внедрения являются доинтрузивными, так как вблизи массивов они всегда метаморфизованы, иногда вплоть до образования типичных кварц-полевошпатово-биотитовых роговиков.

Эндоконтактовые изменения пород интрузий сводятся к уменьшению крупности зерен пород и появлению в них порфировидных структур. Экзоконтактовые изменения проявились в ороговиковании вмещающих пород. Контактовый ореол вокруг самых больших интрузий достигает 2 *км* ширины, обычно он меньше. Осадочные породы в зоне контакта превращены в силлиманит-биотитовые, биотит-кордиеритовые, кварц-полевошпатовые роговики. Эффузивы в зоне контакта перекристаллизованы и сильно биотитизированы.

http://jurassic.ru/

В эндо- и экзоконтактовых зонах интрузий известны рудопроявления золота, молибдена, сурьмы и полиметаллических руд. С доинтрузивными дайками связано золото, приуроченное к кварц-карбонатным (с сульфидами) жилам лестничного типа (Красный, Ганешин, 1951).

Интрузии Тугурского полуострова сосредоточены в центральной его части, в верховьях рек Бираджи и Кутына. Площадь их колеблется от 14 до 32 *км*². Более мелкие тела (до 0,5 *км*²) развиты в междуречье Кутын — Сыран, Хулич — Игкан и на восточном берегу полуострова. Возраст интрузий, по данным Л. И. Красного, раннемеловой, а по М. И. Авдееву — позднемеловой, так как одни и те же вмещающие эффузивы эти авторы условно относят соответственно к нижнему или верхнему мелу.

Форма массивов в плане неправильная, но заметна некоторая вытянутость их в северо-восточном направлении. Внедрение наиболее крупных массивов приурочено к ядру антиклинальной складки второго порядка. Сложены интрузивы гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами. Малые штокоподобные тела сложены кварцевыми диоритами, гранодиорит- и гранит-порфирами.

Среди гранитов выделяются две разновидности — роговообманково-биотитовые и лейкократовые. Первые пользуются наибольшим развитием. Это серые и розовые неравномерно крупнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (№ 26), иногда зонального, калиевого полевого шпата, кварца, биотита и роговой обманки. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, рудный минерал. Структура пород аллотриоморфнозернистая, иногда порфировидная.

Лейкократовые граниты имеют ограниченное распространение и приурочены к приконтактовым зонам. От роговообманково-биотитовых они отличаются меньшим содержанием плагиоклаза и цветных минералов и высоким содержанием калиевого полевого шпата.

Гранодиориты имеют подчиненное развитие. По содержанию цветных минералов различаются гранодиориты роговообманково-пироксеново-биотитовые и роговообманково-турмалиновые. Наиболее распространены первые. Макроскопически это мелко- и среднезернистые породы розовато-серого цвета. В составе породы участвуют: плагиоклаз (андезин № 39—44) 35—40%, калиевый полевой шпат 20—25%, кварц 15—20%, биотит 5—10%, роговая обманка 3—5% и пироксены (моноклинный и ромбический) 7—10%. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, рудные минералы. Структура порфировидная с гипидиоморфнозернистой, участками микропегматитовой основной массой. Роговообманково-турмалиновые гранодиориты отличаются от вышеуказанных наличием турмалина, идиоморфного, плеохроирующего от зеленовато-синего до зеленовато-бурого, и почти полным отсутствием биотита.

Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры по составу идентичны соответственно гранитам и гранодиоритам.

Кварцевые диориты слагают мелкие штоки. По содержанию цветных минералов среди этих пород различаются: пироксен-роговообманково-биотитовые, биотит-роговообманковые и пироксеновые кварцевые диориты. Они состоят из плагиоклаза (№ 43—47) 50—60%, калиевого полевого шпата до 10%, кварца 10—15%, ромбического и моноклинного пироксена, роговой обманки и биотита, на долю которых приходится 15—20%; акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен, рудный минерал. Структура гипидиоморфнозернистая.

Дайки Тугурского полуострова приурочены к краевым частям интрузий или к зонам тектонических нарушений. Дайки прорывают все

http://jurassic.ru/

породы района, включая и самые молодые — верхнемеловые порфириты. Мощность даек колеблется от 0,5 до 5—8 *м*, падение крутое.

По составу выделяются дайки кварцево-ортоклазовых габбро, гранит-порфиров, гранодиоритов, спессартитов, вогезитов и порфиритов. Взаимоотношения даек неясны.

С интрузиями Тугурского полуострова связаны рудопроявления золота, мышьяка, олова (?) и полиметаллических руд.

Интрузивы бассейнов рек Тыль и Тором образуют ряды (цепочки) северо-восточного простирания. Форма массивов неправильная или овальная. Площадь их от 250 до 20 *км*^{2}, нередки и мелкие тела площадью 0,5—6 *км*^{2}.

В строении их принимают участие граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, а также диориты, монцониты и габбро. Три последние разновидности пород слагают единичные самостоятельные тела, тогда как остальные обычно встречаются в одном массиве.

Возраст интрузий, по данным В. А. Ярмолюка, Л. И. Красного и Н. К. Осиповой, считается позднемеловым, так как интрузии прорывают эффузивы верхнего мела.

Среди исследователей нет единого мнения в отношении возраста габбро. В. А. Ярмолюк считает их одновозрастными с гранитоидами. Н. К. Осипова рассматривает их как среднепалеозойские, так как они метаморфизуют отложения среднего палеозоя и в контакте с более молодыми отложениями не встречаются.

Взаимоотношения всех упомянутых разновидностей пород неясны. Н. К. Осипова всю гамму пород в одном теле интрузии объясняет явлениями ассимиляции. Однако это вызывает сомнение, так как изучение большого числа мезозойских интрузий Дальнего Востока в последние годы выявило многофазное их строение.

Наибольшим развитием среди отмеченных пород пользуются граниты. Это среднезернистые, реже крупнозернистые, часто порфировидного облика породы светло-серого или розовато-серого цвета. По составу среди них различаются две разновидности. Первая разновидность — граниты с высоким содержанием калиевого полевого шпата и относительно низким содержанием кварца, что приближает их к группе граносиенитов. Их состав: решетчатого микроклина 40—60%, плагиоклаза (№ 23) 10—25%, кварца 20—35%, биотита 0,5—2%. Вторая разновидность — граниты с типичным соотношением полевошпатовых компонентов и нормальным содержанием кварца; решетчатого микроклина в них 35—40%, плагиоклаза 15—20%, кварца 35—40%, биотита 2—5% и незначительное количество роговой обманки. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, ортит и рудный минерал. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, порфировидная.

Гранодиориты средне- или мелкозернистые породы светло-серого цвета. Средний количественно-минералогический состав: плагиоклаза (№ 40—45) 40—55%, решетчатого микроклина 10—20%, кварца 15—25%, роговой обманки и биотита 5—15%. Структура гипидиоморфнозернистая, участками иногда монцонитовая.

Кварцевые диориты представляют собой средне- или мелкозернистые породы темно-серого цвета. Они состоят из зонального плагиоклаза (в ядре № 50—48) 50—65%, пироксена, роговой обманки и биотита до 20—35%, кварца 5—7% и калиевого полевого шпата до 10%. Среди темноцветных минералов заметно преобладает роговая обманка и отчасти биотит. Кварцевые диориты левобережья р. Тором характеризуются повышенным содержанием кварца (до 25%). Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, ильменит, титаномагнетит. Структура гипидио-

http://jurassic.ru/

морфнозернистая, в разновидностях с повышенным содержанием кварца и калиевого полевого шпата — пойкилитовая или монцонитовая.

Диориты, как отмечалось, слагают лишь мелкие самостоятельные массивы в бассейне р. Тыль. Внешне — это темно-серые среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза (50—65%), пироксена (15—20%), роговой обманки (10—25%) и магнетита (5—10%), из акцессорных отмечают апатит. Структура пород призматически-зернистая.

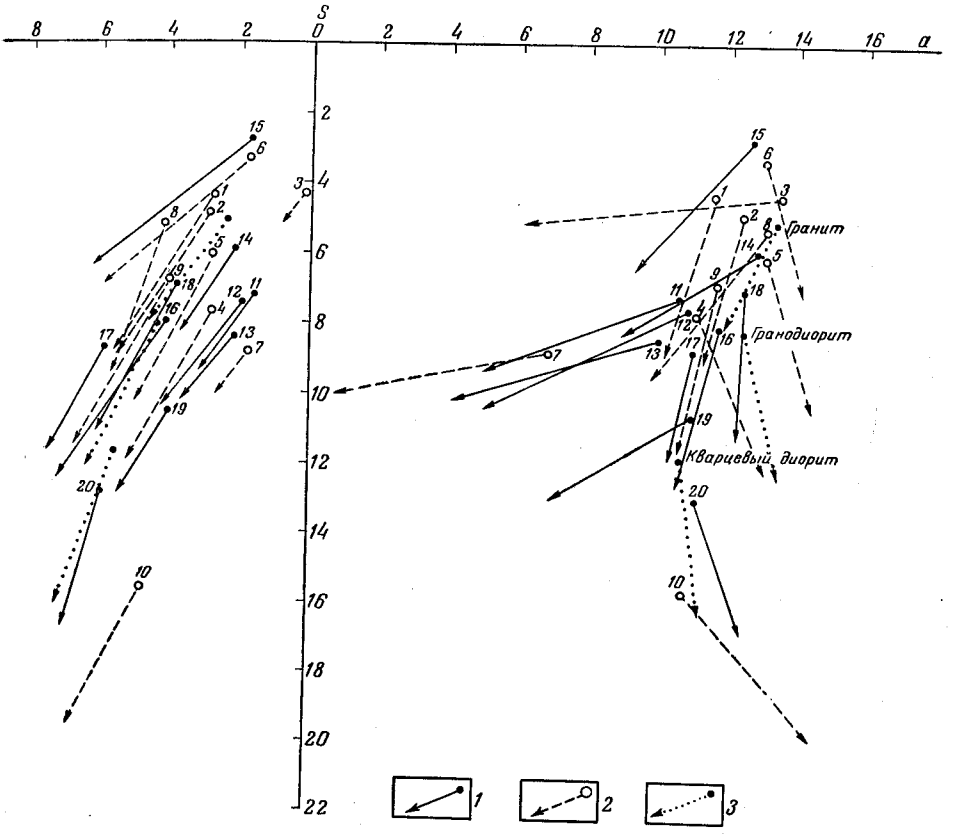


Рис. 78. Диаграмма химических составов меловых интрузивных пород Западного Приохотья

1 — породы бассейна рек Тыль и Тором; *2* — породы бассейна р. Ал и о-ва Бол. Шантар; *3* — средние типы пород по Дели

Кварцевые монцониты известны на водораздельной части хр. Меванджа. Внешне — это зеленовато-серые неравномернозернистые породы, сложенные андезином, калиевым полевым шпатом, кварцем, амфиболом, биотитом и пироксеном. В качестве акцессорного минерала в большом количестве присутствует апатит.

Габбро слагают небольшой массив (5 $км^2$) в приустьевой части р. Муманды. Габбро среднезернистые, массивные или полосчатые породы, желтовато-серого цвета. Они сложены плагиоклазом (лабрадором № 72) и моноклинным пироксеном, к которым в незначительном количестве присоединяются биотит и роговая обманка. Структура пород габбровая или габбро-офитовая.

Граниты и гранодиориты по петрохимическим своим особенностям характеризуются резким пересыщением глиноземом при низком содержании магнезии (особенно в гранодиоритах), а также пониженным зна-

http://jurassic.ru/

чением полевошпатовой извести и некоторым преобладанием калия над натрием. Как видно, по химизму своему породы бассейна рек Тыль и Тором отчетливо разнятся от пород интрузий бассейна р. Ал (рис. 78).

Рассматриваемые интрузивы сопровождаются многочисленными дайками. Среди них различаются диабазы, спессартиты, кварцевые порфириты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты. Возрастная последовательность их неясна.

Вытянутые в различных направлениях (предпочтительно в северо-восточном и северо-западном) дайки рассекают все породы района, приурочиваясь главным образом к зоне эндоконтакта интрузий. Мощность даек колеблется от 4—7 до 30—40 *м*, по простиранию дайки прослеживались от 0,2—0,3 *км* до 1,5—4 *км*. Падение даек бо́льшей частью юго-восточное 120—130° под углами 50—60° или реже юго-западное — 220—225° под углами 30—50°.

Значительно реже встречаются дайки аплитов и пегматитов. Они рвут гранитоиды или располагаются в приконтактовой зоне интрузивов. Простирание их северо-западное или северо-восточное, мощность от 15—20 *см* до 1,5 *м*.

Эндоконтактовые изменения наиболее характерны для крупных массивов гранитоидов. Они проявляются в том, что по мере приближения к контакту граниты, гранодиориты и кварцевые диориты становятся более мелкозернистыми и порфировидными, в отдельных случаях в них увеличивается содержание цветных минералов и кварца. Экзоконтактовые изменения проявлены в ороговиковании вмещающих пород. Ширина ореола контактово-измененных пород вокруг массивов сравнительно большая (до 2—3 *км*), хотя собственно роговики наблюдались лишь в непосредственной близости от контакта. По составу среди роговиков могут быть выделены следующие группы: 1) биотит-полевошпатово-кварцевые; 2) полевошпатово-кварцево-кордиеритовые; 3) альбит-кварцево-актинолитовые с кордиеритом. Эффузивы вблизи контакта обычно перекристаллизованы и биотитизированы.

С интрузиями связаны рудопроявления олова, шеелита, молибдена и полиметаллических руд, пространственно приуроченные к зоне контактово-измененных пород.

В заключение отметим, что меловые интрузии Западного Приохотья формировались в одинаковых условиях. Они, по-видимому, являются образованиями небольших глубин, о чем свидетельствуют: средне- и мелкозернистое порфировидное строение пород с еще более тонкозернистым сложением эндоконтактовых зон, зональность плагиоклазов, характер дайковых пород и контактово-метаморфических процессов.

Общая характеристика интрузивных образований хр. Эзоп и Западного Приохотья отображена в таблицах 22 и 23.

*СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ И ПРИЛЕГАЮЩИЕ РАЙОНЫ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ р. АМУР**

В Северном Сихотэ-Алине и на прилегающей территории левобережья р. Амур, относящейся к Сихотэ-Алинской складчатой области, меловые и палеогеновые интрузии распространены чрезвычайно широко. С ними связаны почти все известные на данной территории редкометальные, золотые и полиметаллические месторождения и рудопроявления. Однако изучены они еще недостаточно.

* В настоящем разделе изложены главным образом результаты исследований, выполненных в 1956—1959 гг. И. В. Кунаевым, Н. В. Луцкиной, М. Г. Павловым и В. В. Русом под руководством Э. П. Изоха.

http://jurassic.ru/

Таблица 22

Характеристика мезозойских интрузий хр. Эзоп

Возраст	Раннемеловой	Позднемеловой
Комплекс	Харгинский	Эзопский
Разновидности пород	Гранодиориты, кварцевые диориты	Диориты, кварцевые диориты и разнообразного состава порфириты; гранодиорит-порфиры граниты и гранит-порфиры
Обоснование возраста	Нижняя граница не установлена. Верхняя граница: перекрываются верхнемеловыми эффузивами и прорываются гранитами эзопского комплекса	Нижняя возрастная граница: прорывают верхмеловые эффузивы, верхняя граница не установлена
Данные определения абсолютного возраста	140, 130 и 112 млн. лет	80, 85 и 90 млн. лет
Форма и размеры интрузивных тел	Форма тела не установлена; площадь 420 $км^2$	Диориты и порфириты образуют крутопадающие дайкоподобные тела и штоки площадью до 8—16 $км^2$. Гранитоиды образуют чечевицеподобные (?) тела; размеры выходов на поверхности от 450—200 $км$ до 10 $км^2$ и менее
Петрографические особенности пород	Преобладание плагиоклаза (андезин № 32—37) над анортоклазом, высокое содержание кварца (25—30%) в гранодиоритах	В гранитах преобладание калиевого полевого шпата (анортоклаз или решетчатый микроклин) над плагиоклазом (зональным андезином). В мелкозернистых разновидностях количество анортоклаза повышается до 55%
Характер контактовых изменений	Ороговикование вмещающих синийских отложений	Ороговикование осадочно-метаморфических пород. Ширина зоны роговиков 1—2, реже до 4 $км$. Эффузивы частично перекристаллизованы и биотитизированы
Дайковые породы	Аплиты и пегматиты. Плагиогранит-порфиры, малахиты и спессартиты	Мелкозернистые граниты, аплиты, пегматиты, крупнопорфировые гранит-порфиры
Главнейшие петрохимические особенности	Повышенное содержание глинозема и полевошпатовой извести при меньшем количестве щелочей	Резкая пересыщенность глиноземом, низкое содержание магнезии, пониженное содержание полевошпатовой извести
Акцессорные минералы	Ортит, циркон, апатит, сфен, редко гранат, магнетит	Циркон, апатит, ортит, анатаз, ильменит и магнетит
Минерализация, связанная с комплексом	Незначительна	Рудопроявления олова, вольфрама, молибдена

http://jurassic.ru/

Таблица 23

Характеристика мезозойских интрузий Западного Приохотья

Интрузии бассейна р. Ал, верховья р. Конин и о-ва Бол. Шантар	Интрузии Тугурского полуострова	Интрузии в бассейне рек Тыль и Тором
Гипербазиты, габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, разнообразного состава граниты и граносиениты. Среди них резко преобладают породы кислого состава	Граниты, гранодиориты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты	Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты: монцониты и габбро
Нижняя возрастная граница: прорывают вмещающие эффузивы, которые условно (по аналогии со смежными районами) отнесены к верхнему мелу. Верхняя граница неясна	Нижняя возрастная граница, по данным Л. И. Красного — нижний мел, по М. И. Авдееву — верхний мел	Нижняя возрастная граница: прорывают эффузивы условно верхнего мела Верхняя возрастная граница неясна
—	—	—
Форма тел неясна Самые крупные массивы имеют площадь 800—200 *км*², наиболее обычны интрузии в 15—37 *км*²	Форма тела неясна. Площадь от 14 до 32 *км*²	Форма крупных тел неясна, мелкие тела — штоки и дайки. Площадь интрузий колеблется от 250 до 20 *км*², нередко также и 0,5—6 *км*²
Гипербазиты наряду с оливином и пироксеном содержат роговую обманку и биотит. В гранитоидах обычно преобладает плагиоклаз (зональный андезин) над калиевым полевым шпатом (анортоклазом, микроклином или редко ортоклазом). В аляскитовых гранитах и граносиенитах соотношение полевых шпатов обратное	Гранодиориты по составу пироксен-биотитовые и рогово-обманково-турмалиновые. В гранитах зональный плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом	В гранитах калиевый полевой шпат (решетчатый микроклин) резко преобладает над плагиоклазом. Содержание кварца иногда снижается до 20%, что приближает их к граносиенитам, количество цветных минералов не превышает 5%
Ороговикование осадочных пород. Ширина контактового ореола до 2 *км*. Эффузивы в контакте сильно биотитизированы, перекристаллизация их отмечается редко	Контактовое воздействие слабое	Ороговикование осадочных пород. Ширина контактового ореола 2—3 *км*, но обычно меньше
Пегматиты, аплиты, гранит-порфиры, диоритовые порфириты, спессартиты, диабазы. Доинтрузивные дайки — разнообразные порфириты и спессартиты	Кварцево-ортоклазовое габбро, гранит-порфиры, спессартиты, вогезиты, порфириты	Диабазы, спессартиты, кварцевые порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, редко аплиты и пегматиты
Граниты и гранодиориты характеризуются пониженным содержанием глинозема или даже недосыщенностью им при высоком содержании магнезии и преобладании натрия над калием. Аляскитовые граниты резко пересыщены глиноземом, обеднены магнезией и окисью кальция		Граниты и гранодиориты характеризуются резкой пересыщенностью глиноземом при низком содержании, магнезии, а также пониженным значением полевошпатовой извести и некоторым преобладанием калия над натрием

http://jurassic.ru/

Продолжение табл. 23

Интрузии бассейна р. Ал, верховья р. Конин и о-ва Бол. Шантар	Интрузии Тугурского полуострова	Интрузии в бассейне рек Тыль и Тором
Специально не изучались Отмечаются: апатит, циркон, рутил, ортит, магнетит	Специально не изучались Известны апатит, циркон, сфен, магнетит	Специально не изучались Отмечаются сфен, апатит, циркон, ильменит, титаномагнетит
Рудопроявления золота, молибдена, сурьмы, свинца и цинка С доинтрузивными дайками связано рудное золото	Рудопроявление золота, меди, мышьяка, олова (?)	Рудопроявления олова, молибдена и полиметаллических руд

Главнейшие структуры, выделяемые на рассматриваемой территории, важные для понимания размещения интрузий, показаны на схеме (рис. 79). Краткая характеристика этих структур дана в статьях Э. П. Изоха и др. (1957, 1958, 1959).

Следует суммировать основные данные по истории геологического развития района в мезозое и кайнозое с тем, чтобы уточнить положение интрузий.

1. В позднем триасе и в значительную часть юрского периода в геосинклинальных прогибах, обособившихся на периферии Ванданского и Центрально-Сихотэ-Алиньского центральных поднятий, накапливались (сходные с верхнепалеозойскими) терригенно-кремнисто-вулканогенные толщи. Однако к концу юры последние постепенно сменились песчанико-сланцевыми отложениями флишоидной формации. Последние отлагались и позднее, на протяжении значительной части раннего мела. Весь разрез осадочных отложений от позднего триаса и до валанжина, включительно, представляется непрерывным. Между валанжинскими и баррем-альбскими отложениями имеется крупное угловое несогласие.

В середине раннего мела сильная складчатость обусловила замыкание Горинского и Северо-Сихотэ-Алиньского геосинклинальных прогибов и превратила последние в области поднятий. С последующим воздыманием Северо-Сихотэ-Алиньской зоны связана активизация разломов глубокого заложения и внедрение по ним интрузий гипербазитов, габбро и гранитов (раннемеловая хунгарийская интрузивная серия). Следствием тех же процессов воздымания, по-видимому, являются проявления раннемелового вулканизма в Горинской и Северо-Сихотэ-Алиньской зонах.

2. В первой половине позднего мела морской режим продолжался лишь в пределах Амурского синклинория, в Тумнинской зоне и, вероятно, также в Восточном Сихотэ-Алиньском синклинории, где накапливались толщи флишоидного типа. В конце этого этапа произошла вторая сильная складчатость, результатом которой явилось замыкание позднемеловых прогибов и прекращение морской седиментации. Процессами воздымания, последовавшими после этой складчатости в начале сенона, были обусловлены активизация магмоподводящих разломов, излияния эффузивов и внедрение интрузий нижнеамурской интрузивной серии.

3. В конце мела и в палеогене имела место только вулканическая деятельность, проявлявшаяся в течение трех вулканических циклов, которым отвечают три эффузивных серии: поздневерхнемеловая, раннепалеогеновая и позднепалеогеновая. Каждая серия эффузивов начина-

http://jurassic.ru/

ется относительно основными лавами и пирокластическими образованиями и заканчивается кислыми породами. Породы всех трех серий отделены друг от друга угловыми несогласиями. Общая дислоцирован-

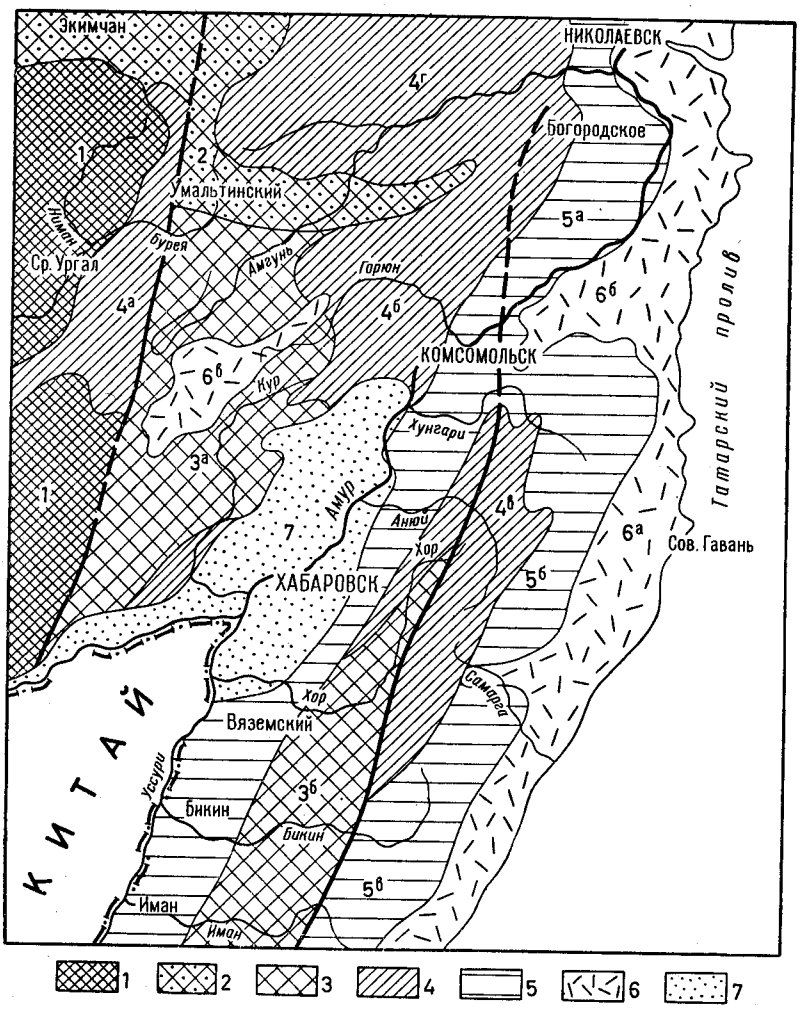


Рис. 79. Схема тектонического районирования Северного Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий. Составил Э. П. Изох

1 — Буреинский массив; *2* — Ниланский антиклинорий; *3* — мезозойские центральные поднятия: *3 а* — Куканский антиклинорий, *3 б* — Центральный Сихотэ-Алиньский антиклинорий; *4* — мезозойские прогибы, превращенные в поднятия в середине раннего мела: *4 а* — Буреинский прогиб, *4 б* — Горинская зона, *4 в* — Северо-Сихотэ-Алиньская зона, *4 г* — Амгунская зона; *5* — позднемеловые геосинклинальные прогибы: *5 а* — Амурский, *5 б* — Тумнинский, *5 в* — Восточный Сихотэ-Алиньский; *6*—поздневерхнемеловые — палеогеновые вулканогенные зоны: *6 а*—Прибрежная, *6 б* — Верхне-Тумнинская, *6 в* — Баджальская; *7* — Средне-Амурская кайнозойская депрессия

ность эффузивов слабая, и весь данный этап геологического развития по существу может быть определен как послескладчатый.

Каждой из эффузивных серий отвечает интрузивная серия, близкая к ней по времени и, вероятно, по длительности проявления: поздневерхнемеловая (мяо-чанская на левобережье Амура и бачелазская — Сихотэ-Алине), раннепалеогеновая (верхне-удоминская) и позднепалеогеновая (прибрежная).

http://jurassic.ru/

4. В конце палеогена, в неогене и в четвертичном периоде в различных частях региона происходили излияния базальтов и формировались депрессии, выполненные относительно рыхлыми, иногда угленосными, отложениями. Все эти образования не дислоцированы и характеризуют собой уже платформенный этап развития складчатой области. К концу неогена или к началу четвертичного периода некоторые геологи относят внедрение мелких интрузий и даек щелочных базальтоидов.

Таким образом, в рассматриваемой части Сихотэ-Алиньской складчатой области выделяются следующие группы интрузивных пород.

1. Хунгарийская интрузивная серия — середина раннего мела. 2. Нижнеамурская интрузивная серия — поздний мел (сенон). 3. Мяочанская и бачелазская интрузивные серии — конец позднего мела. 4. Верхне-удоминская интрузивная серия — начало палеогена. 5. Прибрежная интрузивная серия — эоцен-олигоцен. 6. Неогеново-четвертичные (?) щелочные базальты.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Хунгарийская интрузивная серия. Среди интрузий хунгарийской серии выделяется два интрузивных комплекса: 1) комплекс гипербазитов и габбро и 2) комплекс биотитовых и двуслюдяных гранитов*. Интрузии обоих комплексов тесно сопряжены пространственно и, насколько позволяют судить имеющиеся данные, достаточно близки по времени образования. Именно эти обстоятельства позволяют относить их к одному раннемеловому интрузивному этапу, объединяя в одну интрузивную серию.

Комплекс гипербазитов и габбро. Область распространения этих пород ограничена почти исключительно Центральным Сихотэ-Алиньским антиклинорием и Северо-Сихотэ-Алиньской зоной. Наиболее многочисленны они вдоль Центрального структурного шва (разлома). Протягиваясь через весь Северный Сихотэ-Алинь в виде узкой полосы (цепочки) север-северо-восточного направления (рис. 80). Они свидетельствуют о наличии сопряженных со структурным швом оперяющих разломов, которые, судя по составу интрузий, также сообщались с самыми глубокими горизонтами земной коры. В бассейне р. Хунгари известны интрузии (и их цепочки) основных и ультраосновных пород, ориентированные в поперечном, северо-западном направлении. Примером служит резко дискордантный Дюкалинский многофазный массив.

Возраст рассматриваемых интрузий определяется следующими данными. Большинство интрузий прорывает терригенно-кремнистые отложения позднего триаса и юры. В среднем течении р. Хунгари некоторые массивы залегают в флишоидных отложениях валанжина. В последних, недалеко от Дюкалинского массива, В. Н. Плиевым отмечена фауна ауцелл. В свою очередь, гипербазиты и габбро являются более ранними, чем интрузии гранитов, возраст которых определяется как предпозднемеловой (см. ниже). Соответствующие факты, в частности, наблюдались в различное время В. Г. Дитмаром, М. Г. Золотовым, Э. П. Изохом и В. В. Руссом. Так, в Дюкалинском массиве установлены активные контакты гранитов с габбро, в Горбилинском массиве в гранитах были обнаружены ксенолиты серпентинитов, и на право-

* Термин «интрузивная серия» объединяет интрузии различного состава (от ультраосновных или основных до кислых), происходящих из различных по глубине заложения глубинных магматических очагов, но близких по времени образования и относящихся к одному интрузивному циклу. Термин «интрузивный комплекс» употребляется по отношению к более дробным группировкам пород, более близких между собой по составу, происхождению и, главное, по металлогеническому значению.

http://jurassic.ru/

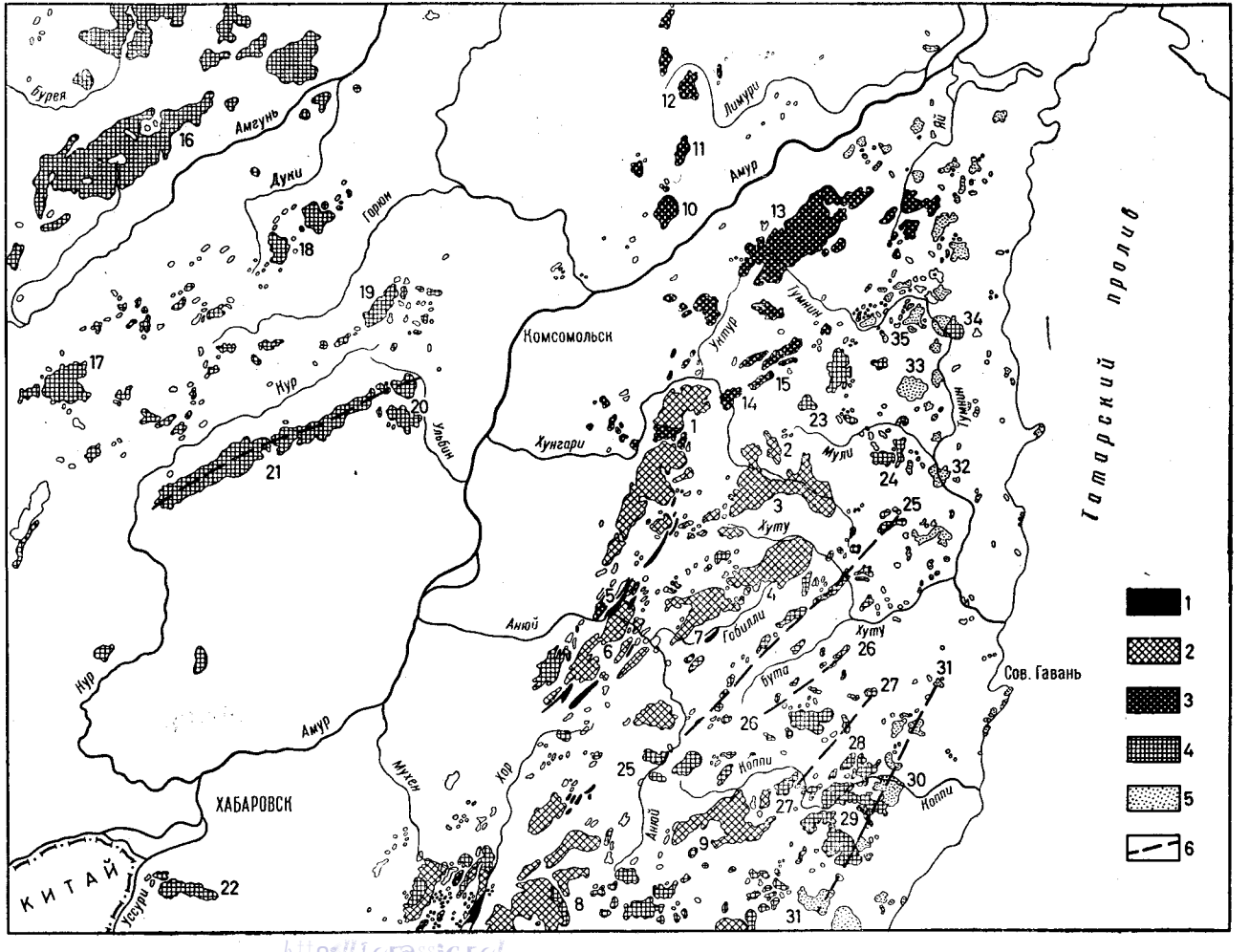


Рис. 80. Меловые и палеогеновые интрузии Северного Сихотэ-Алиня и левобережья р. Амура

1 — раннемеловые гипербазиты и габбро хунгарийской серии; *2*—раннемеловые граниты хунгарийской серии; *3* — позднемеловые интрузии нижнеамурской серии; *4* — позднемеловые и раннепалеогеновые интрузии нерасчлененные (мяочанская, бачелазская и верхне-удоминская интрузивные серии); *5* — позднепалеогеновые интрузии прибрежной серии; *6* — основные направления интрузивных цепочек. Цифры на карте: *1* — Горбилинский массив, *2* — Дюкалинский массив, *3* — Хунгарийский (Быгдинский) массив, *4* — Хуту-Джаурский массив, *5* — Богбасинский массив, *6* — Агусинский массив, *7* — Гобиллинский массив, *8* — интрузии верховьев р. Самарги, *9* — Сандинский массив, *10* — Шаманский массив, *11* — Сидзяпинский массив, *12* — Лимурчанский массив, *13* — Тумнинский массив, *14* — Аксакинский массив, *15* — группа интрузий бассейна р. Ниж. Удоми, *16* — Ипатинский массив, *17* — Верхне-Урмийский массив, *18* — интрузии междуречья Дуки и Горина, *19* — Чалбинский массив и район хр. Мяо-Чан, *20* — интрузии бассейна рек Ульбин, Маглой и Анаджакан, *21*— Харпинские интрузии и эффузивы, *22* — Корфовский массив, *23* — Верхне-Удоминский массив, *24* — группа интрузий бассейна р. Джегдаси, *25* — интрузии верховьев р. Акур, *26* — интрузии правобережья р. Бату, *27* — интрузии кл. Ольхового и р. Иггу, *28* — интрузии левобережья р. Коппи, *29* — Бяполи-Дякоминский массив, *30* — Ыйский массив, *31* — интрузии р. Ботчи — р. Чиппали, *32* — Тулучинский массив, *33* — Колбинский массив, *34* — Мутинский массив, *35* — Кетавский массив

https://jurassic.ru/

бережье р. Анюя, близ устья р. Богбасу, среди габбро были отмечены дайки двуслюдяных гранитов.

Таким образом, возраст габбро-гипербазитовых интрузий определяется в интервале времени между валанжином и внедрением предпозднемеловых гранитных интрузий.

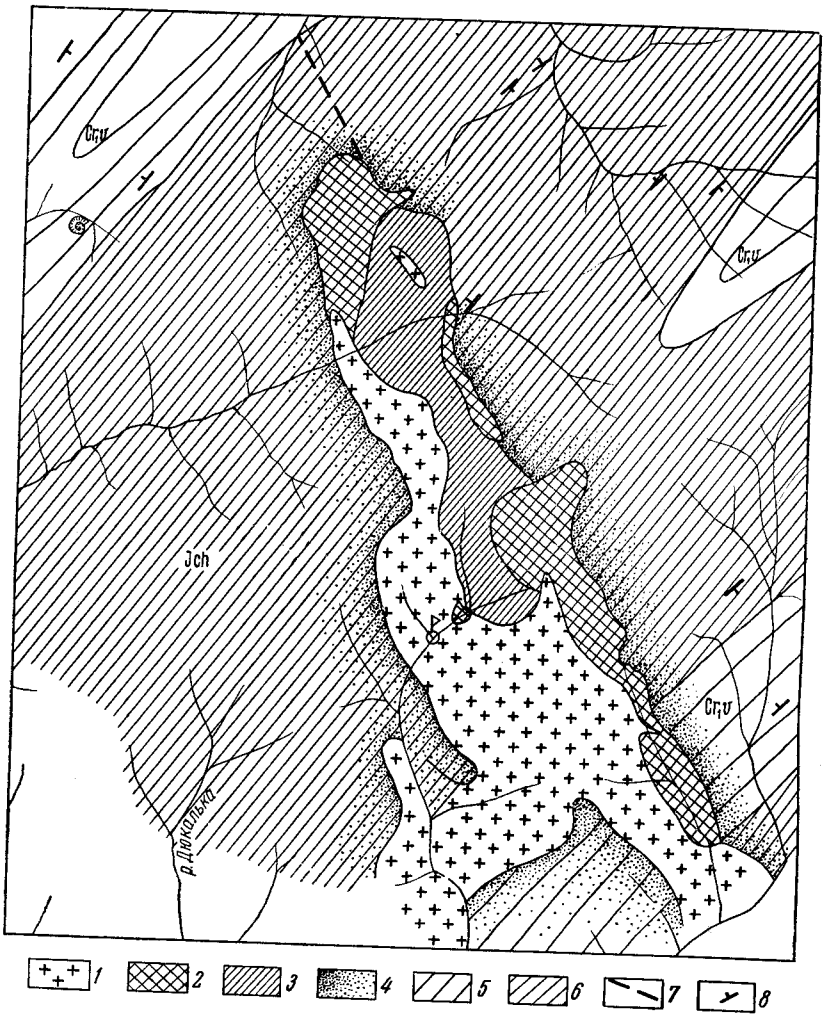


Рис. 81. Геологическая карта Дюкалинского массива. (Составили Э. П. Изох, И. В. Кунаев и Н. В. Луцкина в 1957 г.)

1 — двуслюдяные граниты; *2* — амфиболизированные габбро; *3* — серпентиниты; *4* — контактово-метаморфизованные породы; *5* — песчаники и глинистые сланцы валанжина; *6* — песчаники и глинистые сланцы хунгарийской свиты юры; *7* — линия разрыва; *8* — элементы залегания пород

Размеры массивов различные: от мелких, близких по характеру к дайкам, до довольно крупных площадью 60—70 *км*². Форма интрузий возможно близка к веретенообразной, сильно вытянутой. Богбасинский массив, например, вытянут в длину более чем на 30 *км* при ширине 0,5—3,0 *км*. Строение массивов в большинстве случаев сложное, вследствие обособления габбро и гипербазитов в виде отдельных тесно примыкающих друг к другу интрузивных тел (рис. 81).

В Дюкалинском массиве М. Г. Золотовым и Э. П. Изохом наблюдались дайки габбро и габбро-пегматитов, секущие гипербазиты.

http://jurassic.ru/

По составу среди гипербазитов преобладающее значение имеют серпентиниты, образовавшиеся преимущественно за счет перидотитов и гарцбургитов. Реже встречаются не полностью серпентинизированные перидотиты, энстатитовые дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты и изредка — плагиоклазсодержащие перидотиты и пироксениты.

В составе серпентинитов отмечаются, главным образом различные разновидности серпентина: хризотил, антигорит, бастит, к которым присоединяются реликтовые первичные минералы: форстерит, энстатит, диаллаг, изредка бурый амфибол, а также вторичные минералы: тальк, пренит, хлорит, карбонат, иногда брусит и гранат. В незначительном количестве присутствуют хромшпинель и магнетит.

Габбро состоят из примерно равного количества основного плагиоклаза и моноклинного пироксена (диаллага), причем последний обычно замещен уралитовой роговой обманкой и актинолитом. В редких случаях наблюдаются реликты оливина, ромбического пироксена, а также первичного оранжево-бурого или бурого амфибола. Рудный минерал представлен ильменитом, причем в некоторых породах количество его достигает 5—15%. Вторичные минералы (актинолит, пренит, хлорит, альбит и карбонат) в габбро весьма обильны.

На петрохимической диаграмме (рис. 82) выделяется два обособленных роя векторов, что согласуется с геологическими данными о принадлежности гипербазитов и габбро к разным интрузивным фазам. В то же время, наличие пород переходного состава (габбро-перидотитов, габбро-пироксенитов и плагиоклазсодержащих гипербазитов) наряду с наличием общих петрографических и петрохимических признаков, свидетельствует о тесных родственных связях между основными и ультраосновными породами.

Сведения о рудоносности рассматриваемых интрузий недостаточны. Поисковый интерес могут представлять повышенные содержания ильменита и габбро в бассейне р. Анюя.

Комплекс биотитовых и двуслюдяных контаминированных гранитов. Интрузии этих пород, подобно предыдущим, распространены главным образом в Центральном Сихотэ-Алиньском антиклинории и в Северо-Сихотэ-Алиньской зоне, причем они также имеют отчетливое поясовое или цепочечное расположение. Непосредственно к структурному шву приурочена полоса интрузивных массивов, вытянутых по простиранию структурного шва. В пределах этой полосы располагаются Горбилинский, Агусинский и Таунгинский массивы и группа интрузий в верхнем течении р. Хор. От структурного шва в северо-восточном направлении отходит еще несколько крупных гранитных массивов и их цепочек. Таковы интрузии, расположенные в верхнем течении р. Хунгари, в междуречье Гобилли, Джаура и Хуту и в других местах.

Известны также массивы, вытянутые в северо-западном направлении, например Дюкалинский массив (см. рис. 81). Сочетание двух направлений: северо-восточного и северо-западного — прослеживается также в конфигурации Хунгарийского и Сандинского массивов.

Вытянутость раннемеловых гранитных интрузий вдоль структурного шва несомненно определяется наличием крупных разломов глубокого заложения. Эти разломы обладали весьма длительной тектонической активностью, на что указывают почти повсеместный катаклаз гранитов и внедрение вдоль структурного шва как более ранних основных и ультраосновных интрузий, так и различных интрузий более молодого возраста. Такие же магмоподводящие разломы, оперяющие структурный шов, можно предполагать и вдоль северо-восточных и северо-западных цепочек раннемеловых интрузий гранитного состава. Это пред-

http://jurassic.ru/

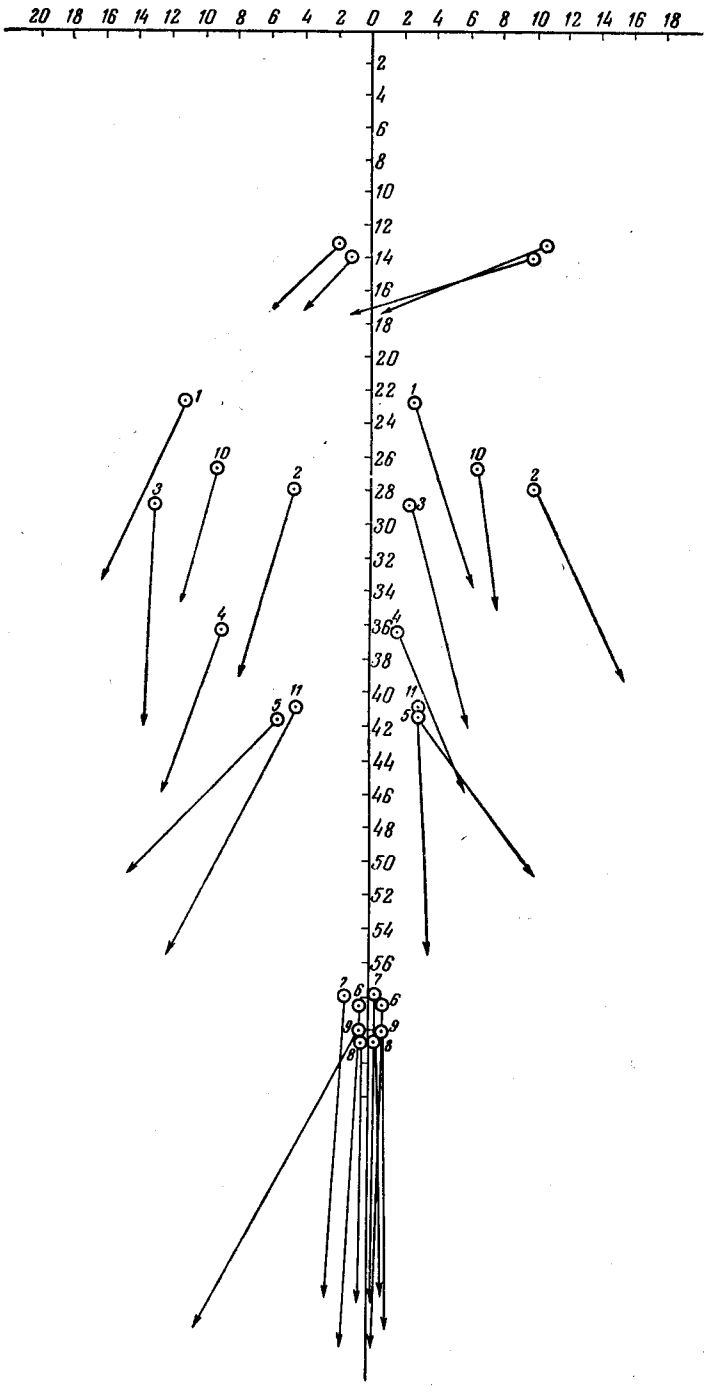


Рис. 82. Петрохимическая диаграмма гипербазитов и габбро хунгарийской интрузивной серии

http://jurassic.ru/

положение тем более вероятно, что тем же направлениям следуют описанные выше цепочки основных и ультраосновных интрузий.

Возраст гранитных интрузий хунгарийской серии определяется следующими наблюдениями. В бассейне р. Хунгари Дюкалинский и Хунгарийский массивы прорывают валанжинские отложения. Вместе с тем галька и валуны гранитов, тождественных по своим признакам гранитам Дюкалинского, Горбилинского и других массивов, по наблюдениям М. Г. Золотова и Э. П. Изоха, в изобилии встречаются в составе конгломератов, развитых на правом берегу р. Уктур, в 7—9 *км* от устья этой реки. Эти конгломераты, судя по их структурному положению, располагаются стратиграфически выше баррем-альбских отложений, причем на их простирании обнаружена фауна сеноман-турона, и скорее всего относятся к базальным горизонтам верхнемеловых отложений. Сходного типа конгломераты, также содержащие гранитную гальку, широко распространены в верховьях р. Аты и в верхнем течении р. Тумнин, причем, по данным Ю. М. Вдовина и П. П. Емельянова, они также принадлежат базальным слоям верхнемеловых отложений. Наконец, в ряде мест различными исследователями наблюдалось несогласное перекрывание гранитов хунгарийской серии более молодыми эффузивами.

Определения абсолютного возраста, выполненные Н. И. Полевой для гранитов Горбилинского, Хунгарийского, Хуту-Джаурского и Сандинского массивов, характеризуются цифрами от 110 до 155 млн. лет, в среднем 130 млн. лет. Таким образом, имеющиеся фактические данные свидетельствуют о раннемеловом возрасте рассматриваемых гранитов.

Интрузии гранитов хунгарийской серии в целом характеризуются крупными размерами: от 150—200 до 1000 *км*^{2} и более в плане. Конфигурация массивов, как правило, резко удлиненная в крупных массивах и неправильная или изометричная в более мелких. При этом мелкие массивы, скорее всего являющиеся сателлитами, чаще всего располагаются на продолжении массивов по их удлинению; в этом же направлении устанавливается простирание ореолов контактового метаморфизма (Горбилинский и Хуту-Джаурский массивы).

Интрузивные массивы, вытянутые в северо-восточном направлении, лишь весьма приблизительно совпадают с общим простиранием вмещающих складчатых структур, обычно пересекая последние под небольшим углом и являясь в общем отчетливо дискордантными. Строение массивов чаще всего простое (однофазное), усложняясь только при наличии интрузивных тел более ранних гипербазитов и габбро, или интрузий более молодого возраста. Последние нередко имеют место в зоне Центрального структурного шва и реже — в других интрузивных цепочках.

По облику рассматриваемые граниты представляют собой серые, чаще всего мезократовые породы с необычно высоким для гранитов содержанием биотита и с различными иногда на глаз чешуйками мусковита. По составу это нормальные граниты, но обычно сильно контаминированные материалом вмещающих терригенно-кремнистых и более глубинных метаморфических пород. Благодаря этому плагиоклаз в них часто преобладает над калиевым полевым шпатом (микроклином или ортоклазом), что приближает породы к адамеллитам и изредка даже к плагиогранитам. Содержание биотита не опускается ниже 10—15%. В числе акцессорных минералов характерны гранат, кордиерит, иногда отмечается андалузит, силлиманит, корунд, что также следует отнести за счет контаминации. Некоторые массивы сложены двуслюдяными гранитами, содержащими заметное количество мусковита, который по формам проявления может быть отнесен скорее к позднемагматическим, чем к постмагматическим минералам.

http://jurassic.ru/

В ряде массивов наблюдаются многочисленные ксенолиты осадочных и, по-видимому, метаморфических пород, находящихся на самых различных стадиях переработки и дезинтеграции: от почти полностью рассеянных (теневых) до угловатых и сохранивших некоторые первичные особенности, например, в Агусинском и Горбилинском массивах. Чаще всего материал ксенолитов более или менее равномерно распределен по всей массе пород, обусловливая их относительную меланократность.

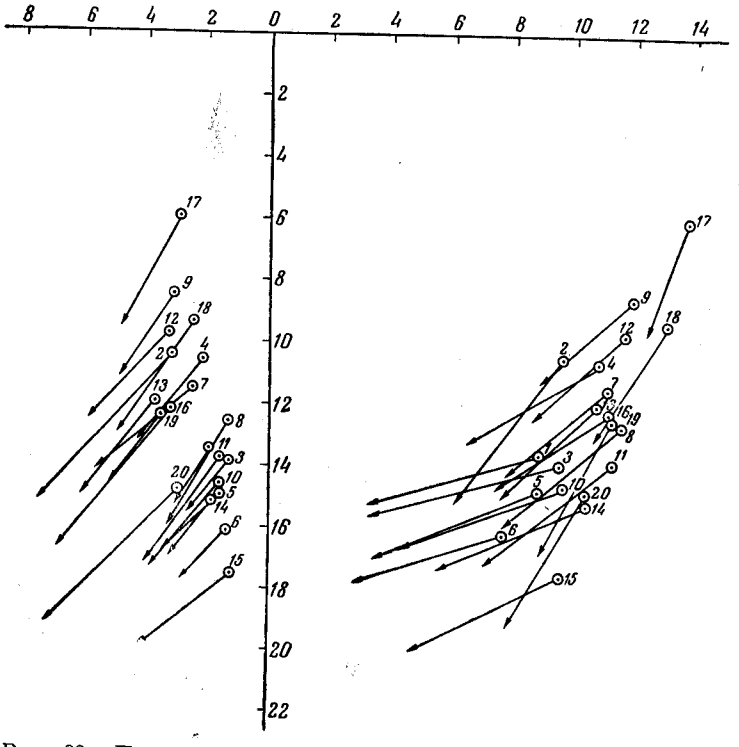


Рис. 83. Петрохимическая диаграмма гранитов хунгарийской интрузивной серии

Важно отметить, что несмотря на указанные выше несомненные признаки сильной контаминации, массивы гранитов совершенно лишены эндоконтактовых фаций основного состава (например, диоритового или хотя бы гранодиоритового). Контакты массивов с вмещающими породами относительно резкие: отмечаются сателлиты, апофизы и дайки, по составу тождественные крупным массивам. Все эти факты указывают на преимущественно глубинное происхождение контаминации гранитов и на формирование интрузивных массивов в верхнем структурном ярусе без существенного поглощения материала вмещающих пород.

Структура гранитов неравномернозернистая, иногда слабо порфировидная, гранитовая, часто со следами интенсивного катаклаза. Основность плагиоклаза по сравнению с нормальными гранитами в рассматриваемых породах более высокая: в среднем 30—35% анортита, зональность выражена слабо.

Химический состав нижнемеловых гранитов (рис. 83) характеризуется пониженным в целом содержанием кремнезема и повышенным по сравнению со средним типом гранита, по Дели, содержанием титана и отчасти железа, магнезии и извести, что объясняется сильной конта-

http://jurassic.ru/

минированностью пород. В сумме щелочей калий несколько преобладает над натрием, причем можно полагать, исходя из количественно-минералогического состава пород, что значительная часть калия связана в биотите. Характерна высокая степень пересыщенности пород глиноземом.

Следует особо отметить, что как по химизму, так и по многим другим петрографическим признакам раннемеловые граниты резко отличаются от развитых на рассматриваемой территории гранитов иного возраста, и поэтому их выделение производится без особых трудностей.

Контактовый метаморфизм, связанный с раннемеловыми гранитами, выражается в образовании биотитовых и биотит-мусковитовых контактовых роговиков с кордиеритом, реже с андалузитом.

Относительно рудоносности раннемеловых гранитов мы располагаем пока весьма незначительными сведениями. Предполагается возможная связь с ними грейзеновой минерализации с редкометальным оруденением.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ (СЕНОНСКИЕ) ИНТРУЗИИ

Нижнеамурская интрузивная серия (сенон). Область распространения интрузий нижнеамурской серии ограничена пределами Амурского и Тумнинского прогибов и Верхне-Тумнинской вулканогенной зоной. Вполне вероятно развитие их также вдоль Центрального структурного шва, а также и в области Восточного Сихотэ-Алиньского прогиба.

В относительно полном виде нижнеамурская серия, по-видимому, представлена в Тумнинском массиве, специально, однако, не изучавшемся. В этом массиве, по данным Е. Б. Бельтенева и А. И. Фрейдина, закартированы различные интрузивные тела кварцевых диоритов, гранодиоритов и характерных для данной серии розовых гранитов. Формирование массива шло в направлении от основных пород к кислым.

Интрузивные породы, по петрографическим и другим признакам близкие к породам Тумнинского массива, широко распространены на левобережье р. Амура, в верхнем течении рек Лимури и Пильды (Е. Б. Бельтенев, А. И. Фрейдин, Б. Я. Абрамсон, В. В. Русс). Здесь выделяется очень отчетливая интрузивная цепочка близкого к меридиональному направления, пересекающая складчатые структуры и уходящая далеко на север к нижнему течению р. Амгунь. На юге цепочки располагается Шаманский массив розовых гранитов, а севернее — Сидзяпинский массив, состоящий из гранодиоритов и гранитов. Под некоторым углом к этой цепочке прослеживается пояс мелких интрузивов и даек диоритов, диорит-порфиритов, гранит-порфиров, в пределах которого размещены золотые и редкометально-золотые месторождения и рудопроявления.

В Тумнинской зоне к нижнеамурской серии относятся интрузивы розовых гранитов, входящие в состав сложного Горбилинского массива и рвущие более ранние двуслюдяные граниты хунгарийской серии, Аксакинский массив, сложенный розовыми гранитами и гранит-порфирами, также прорывающими более древние гипербазиты, габбро и двуслюдяные граниты и группа интрузивных массивов, вытянутых вдоль правобережья р. Нижн. Удоми. Все эти интрузивы можно объединить в одну цепочку северо-восточного направления, ответвленную от Центрального структурного шва. С этой цепочкой, примерно, совпадает пояс мелких интрузивов и даек умеренно кислых и средних пород, сопровождающих местами золотое и золото-редкометальное оруденения.

Кроме того, в нижнем течении р. Хунгари и в истоках р. Тудур (р. Мачтовая) выделяется цепочка интрузивов кварцевых диоритов

http://jurassic.ru/

и гранодиоритов, по ряду признаков сходных с породами нижнеамурской серии. Эта цепочка отходит от структурного шва в северо-западном направлении.

В зоне Центрального структурного шва интрузивы, которые могут быть отнесены к нижнеамурской серии, известны, по наблюдениям Э. П. Изоха, в бассейне среднего течения р. Анюя (катаклазированные лейкократовые розовые граниты района горы Борку и бассейна р. Тормасу). Судя по материалам Г. И. Степанова, не исключено развитие гранодиоритов и других пород данной серии также и в верхнем течении р. Хора.

В пределах Восточного Сихотэ-Алиньского прогиба, в среднем течении р. Коппи (левобережье р. Бяполи) наблюдался небольшой интрузив розовых лейкократовых катаклазированных гранитов, перекрытый покровом ольгинских (?) кислых эффузивов и прорванный гранитами раннепалеогеновой верхне-удоминской интрузивной серии (см. рис. 89).

Главными основаниями для выделения нижнеамурской серии служат, во-первых, данные абсолютного возраста и, во-вторых, наблюдаемые заметные различия между интрузиями этой и других интрузивных серий (хунгарийской, мяо-чанской или бачелазской и др.). Эти различия относятся как к петрографическим особенностям некоторых пород, так и к пространственному распределению интрузий и их возможной металлоносности.

Определения абсолютного возраста гранитов нижнеамурской серии, выполненные Н. И. Полевой, дали следующие цифры: Аксакинский массив — 105 млн. лет, Нижне-Удоминский и Шаманский — по 110 млн. лет, розовые граниты Горбилинского массива — 90 млн. лет. Эти цифры меньше значений абсолютного возраста гранитов хунгарийской серии (120—135 млн. лет) и заметно больше цифр, характерных для гранитов мяо-чанской или бачелазской интрузивных серий (75—85 млн. лет).

Многие интрузивы данной серии в бассейне рек Хунгари и Тумнина и на левобережье р. Амура прорывают заведомо верхнемеловые морские осадочные отложения. Тумнинский и некоторые другие массивы, кроме того, прорывают также покровы эффузивов среднего и кислого состава. Последние до настоящего времени сопоставлялись только с ольгинской серией эффузивов датского возраста и на этом основании возраст интрузий также считался поздневерхнемеловым или даже палеогеновым. Однако как отмечено выше, эти эффузивы вполне могут оказаться также позднемеловыми, хотя и более ранними, чем ольгинская серия.

Для суждения о возрасте нижнеамурской серии имеет значение преимущественная распространенность интрузий этой серии в зонах позднемеловых геосинклинальных прогибов. Именно этот факт, в совокупности со всеми другими данными, позволяет предполагать, что время формирования нижнеамурской интрузивной серии приурочено к периоду восходящих движений, последовавших вслед за замыканием упомянутых прогибов, т. е. скорее всего к сенону.

Размеры интрузивов нижнеамурской серии варьируют в широких пределах: от даек и мелких штоков до массивов площадью 70—150 $км^2$ и более. Многофазный Тумнинский массив имеет площадь более 1000 $км^2$. Форма массивов от изометричной или неправильной до сильно вытянутой. Строение массивов может быть как простым, так и сложным в случае присутствия в их составе пород нескольких фаз. Как видно из вышеприведенных данных, весьма характерно цепочечное расположение интрузий, что позволяет предполагать связь их с глубокозаложенными разломами, сопряженными с Центральным Сихотэ-Алиньским структурным швом.

http://jurassic.ru/

Среди пород нижнеамурской серии распространены диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, биотит-роговообманковые и чаще биотитовые граниты и гранит-порфиры. Кроме того, в пределах упоминавшихся выше поясов даек и мелких интрузивов, в пространственной связи с более крупными массивами, распространены спессартиты, диорит-порфириты, тоналиты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, иногда очень сходные с породами более крупных интрузивов, а иногда отличные от них. Изучены они еще плохо, взаимоотношения их с большими интрузиями не совсем ясны. Возможно, что среди них имеются как породы сателлитов и апофиз, так и относящиеся к комплексу послегранитовых мелких интрузий и даек. Для петрографической характеристики всех перечисленных выше пород данных пока недостаточно, и только для наиболее поздних членов серии гранитов можно наметить четкие отличительные признаки, позволяющие распознавать их среди гранитов другого возраста, развитых на рассматриваемой территории.

Граниты светлые, обычно лейкократовые породы, обладающие характерным розовым или лиловато-розовым оттенком окраски, обусловленным главным образом цветом полевого шпата. Породы порфировидные, содержащие порфировые выделения полевого шпата размером до 1—2 *см* в длину. Состав главных породообразующих минералов примерно следующий: кварца и плагиоклаза по 30—35%, калиевого полевого шпата (ортоклаза, иногда решетчатого микроклина) — 25—30%, биотита — 2—3%. Из акцессорных минералов особенно характерны сфен и ортит, присутствующие в виде крупных хорошо образованных зерен почти в каждом шлифе. Кроме того, отмечаются ильменит, магнетит, апатит, циркон, эпидот. Плагиоклаз в породах кислый (олигоклаз № 21—30), совершенно незональный, мутный вследствие пелитизации.

Намечается более высокая общая щелочность пород нижнеамурской серии по сравнению с породами мяо-чанской и верхне-удоминской серий (рис. 84). Однако для более уверенных суждений данных недостаточно.

Контактовый метаморфизм, обусловленный интрузиями нижнеамурской серии, выражается в развитии обычных контактовых роговиков, обогащенных биотитом и в узких экзоконтактовых зонах, содержащих кордиерит.

Область развития нижнеамурской интрузивной серии почти полностью совпадает с известными золотоносными районами: Пильда-Лимурийским и Тумнинским, тогда как на других площадях, где развиты интрузии иного возраста, золотоносность отсутствует, либо проявлена в слабой степени. Это обстоятельство является важным аргументом в пользу связи золотого оруденения именно с интрузиями нижнеамурской серии, хотя в то же время характер этой связи остается неясным. Для решения вопроса особое значение имеет вывод И. В. Кунаева о том, что золотое оруденение в Северном Сихотэ-Алине и прилегающих районах тесно ассоциировано пространственно и связано генетически с редкометально-кварцевым (существенно вольфрамовым) оруденением, являющимся таким образом наиболее ранним и наиболее высокотемпературным членом единого редкометально-золоторудного комплекса. Если основываться на этом факте, то наиболее вероятным кажется вывод о связи всего указанного рудного комплекса скорее всего с наиболее поздними гранитными интрузиями нижнеамурской серии. В то же время на многих рудных объектах размещение редкометально-золотого оруденения зависит от мелких интрузий и даек среднего или умеренно кислого состава, которые относятся, по-видимому, как к комплексу догранитовых интрузий той же серии, так и к комплексу после-

http://jurassic.ru/

гранитовых интрузий и даек. Связь с ними золотого оруденения, очевидно, может быть либо парагенетической, либо только пространственной (структурной).

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ И РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Мяо-чанская, бачелазская и верхне-удоминская интрузивные серии. Пока невозможно ни дать для них раздельной петрографической характеристики, ни наметить особенности пространственного размещения ин-

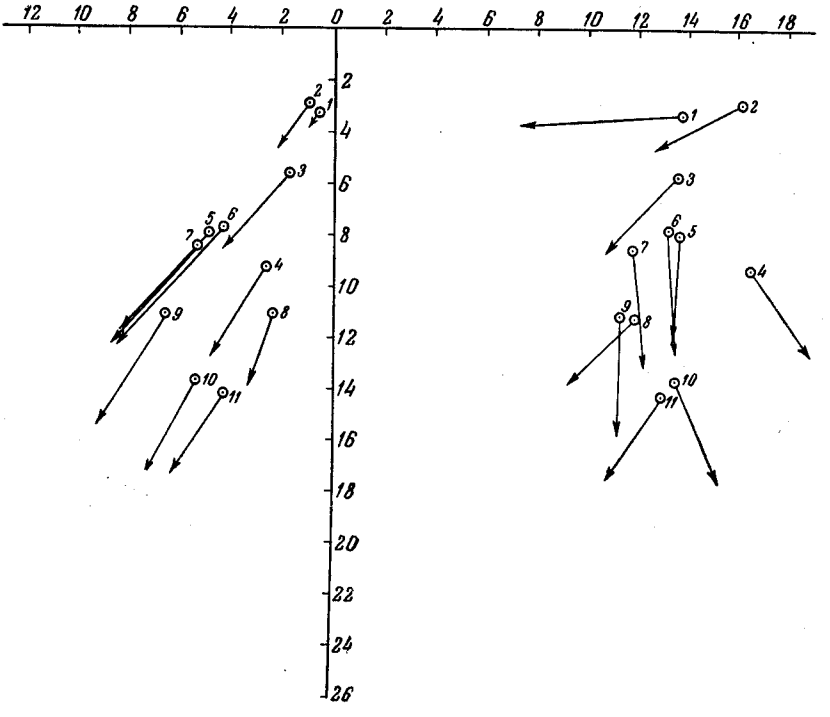


Рис. 84. Петрохимическая диаграмма интрузивных пород нижнеамурской интрузивной серии

трузивов для каждой из серий в отдельности. Однако сходство между интрузивными породами обусловливает также и большое сходство связанного с ними оруденения главным образом оловянного, редкометально-кварцевого, железисто-силикатного, сульфидно-касситеритового и полиметаллического. Поэтому для практических целей объединенное рассмотрение интрузивных серий является в известной мере оправданным.

Вывод о существовании сходных, но разновременных интрузивных серий основан на наблюдениях преимущественно в двух районах: Мяо-Чанском и Верхне-Удоминском, где интрузивные породы изучены относительно полно и где имеются некоторые данные об их возрасте.

В Мяо-Чанском районе* в 1956—1959 гг. Э. П. Изохом изучались Чалбинский многофазный интрузивный массив и ряд более мелких,

* *Примечание редакции.* Ниже приводятся взгляды М. Г. Руб, П. Н. Кошмана и В. В. Онихимовского на взаимоотношения между интрузивными породами этого района. По мнению М. Г. Руб (1961) формирование интрузивных пород происходило в три фазы. 1. Гибридные породы, связанные взаимопереходами: габбро-диориты, дио-

http://jurassic.ru/

также многофазных интрузий в бассейнах рек Силинка, Гайчан и в других местах (рис. 85).

Интрузии, развитые в других частях Мяо-Чанского района, сложены обычно более мелкозернистыми и более порфировидными породами, нередко отличными от пород Чалбинского массива по облику, но совершенно аналогичными им по всем петрографическим признакам. В их составе преобладают породы ранних фаз интрузивной деятельности: кварцевые габбро, кварцевые диориты и монцонито-гранодиориты, которые иногда пересечены жилами монцонито-гранитов и лейкократовых гранитов. Между породами в различных местах наблюдались резкие контакты, но в ряде случаев отмечены и постепенные переходы между породами смежных фаз, близкими друг к другу по составу. Каждой из выделенных фаз интрузивной деятельности соответствуют, помимо отдельных массивов, также многочисленные дайки типа апофиз, состав которых тождествен породам более крупных интрузивных тел. По наблюдениям над контактами различных интрузивных пород друг с другом, над ксенолитами одних интрузивных пород в других породах и над пересечениями интрузивных пород дайками устанавливается нормальная последовательность внедрения интрузий в направлении от основных пород к кислым. При этом принадлежность различных пород к одной серии доказывается как наличием ряда общих черт минералогического состава и химизма, так и очень плавным изменением отдельных петро-

---

риты, кварцевые диориты, диорит-монциониты, кварцевые монциониты. 2. Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты Чалбинского массива с краевой фацией гибридных пироксенсодержащих гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и диорит-монцонитов. 3. Мелкозернистые биотитовые граниты, граниты аляскитовые, турмалинсодержащие и порфировидные.

По представлениям П. Н. Кошмана в районе развиты четыре разновозрастные интрузивные группы (от ранних): Чалбинская и Холдаминская нижнемеловая, Маглойская и Анакская верхнемеловая. К Чалбинской группе относятся равномернозернистые биотитовые граниты и роговообманково-биотитовые порфировидные граниты. В Холдаминскую группу входят роговообманково-биотитовые порфировидные граниты, биотитовые и биотит-роговообманковые гранит-порфиры. Породы Маглойской группы, объединяющие три первые фазы Э. П. Изоха или первую фазу М. Г. Руб, заключают граниты роговообманково-биотитовые и биотит-роговообманковые пироксенсодержащие, гранодиориты и гранит-порфиры пироксенсодержащие, гранит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты, кварцевые диориты, кварцевые габбро-диориты, габбро и габбро-порфириты. В отличие от М. Г. Руб, к дайковым образованиям гибридной группы пород, П. Н. Кошман относит турмалиновые граниты. К более молодой — Анакской группе мелких тел и даек причислены аляскитовые мелкозернистые граниты с биотитом и роговообманково-биотитовые гранит-порфиры.

По В. В. Онихимовскому, все интрузивные породы района являются фациями единого крупного гранитного плутона, «купола поднятия» которого картируются в виде отдельных массивов и сопровождаются сложной серией дайковых пород и оловорудными зонами. Устанавливаются постепенные переходы между разнообразными фациальными разновидностями пород с повышением их основности от центра массивов к периферии вплоть до образования диоритов и габбро. На крупные размеры плутона указывает широкое ороговикование вмещающих пород, охватывающее площадь более чем 90×40 *км*, несоизмеримую с мелкими размерами известных массивов.

В. В. Онихимовский считает, что в формировании интрузивных пород существенную роль играли процессы ассимиляции, гибридизма, а также летучие компоненты. Роль этих процессов сказалась на особенностях химизма пород, на элементах-примесях и акцессорных минералах.

На основании ряда взаимных пересечений дайковых пород намечена следующая последовательность их проявления (от ранних): турмалиновые граниты (в районе обнаружены три мелкие дайки), пегматиты (иногда турмалиновые), граниты аляскитовые мелкозернистые, аплиты и аплитовидные граниты, граниты лейкократовые пегматоидные, граниты среднезернистые биотитовые, роговообманково-биотитовые, иногда пироксенсодержащие, граниты мелкозернистые биотитовые, роговообманковые и биотит-роговообманковые, гранит-порфиры и кварцевые порфиры, гранодиорит-порфиры пироксенсодержащие, кварцевые диориты, кварцевые диоритовые порфириты, порфириты, габбро-диоритовые порфириты, кварцевые габбро-порфириты, габбро-диабазы.

http://jurassic.ru/

графических особенностей (например, основности и характера зональности плагиоклаза, железистости биотита, оптических свойств амфибола и т. п.) по мере перехода от более ранних и более основных пород к более поздним кислым.

Возраст интрузий мяо-чанской серии определяется следующими данными. Интрузии всех или почти всех фаз прорывают и метаморфи-

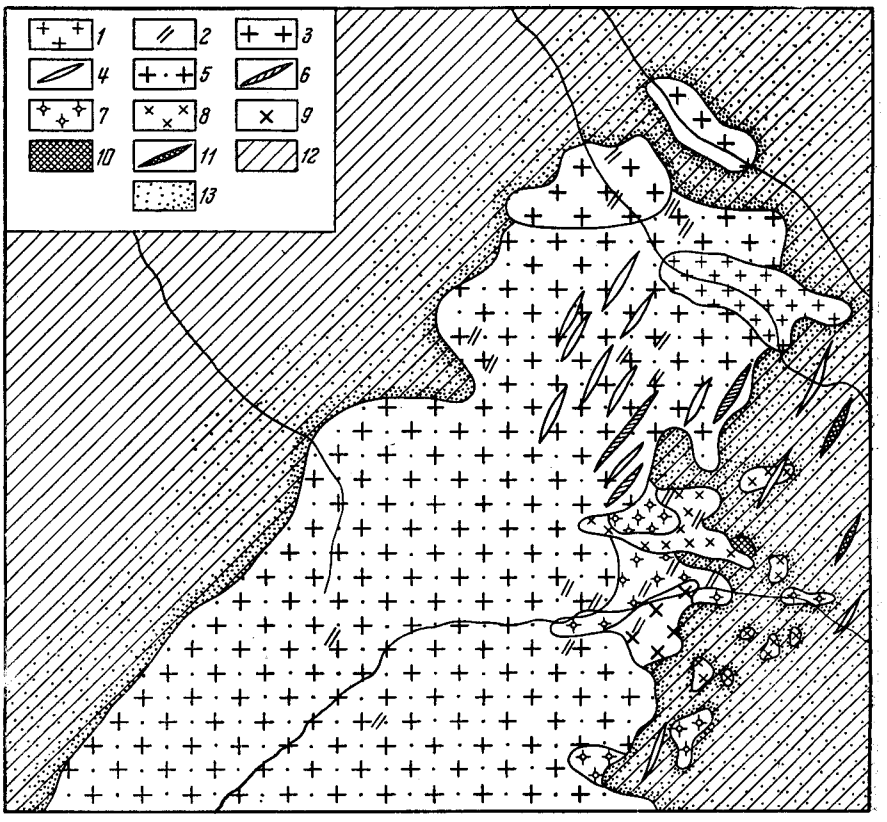


Рис. 85. Геологическая карта северной части Чалбинского массива. (Составлена по данным И. Я. Зытнера, П. А. Эпова и А. П. Растунцева с дополнениями Э. П. Изоха)

1 — мелкозернистые лейкократовые порфировидные граниты; *2* — дайки мелкозернистых лейкократовых гранитов; *3* — крупнозернистые биотитовые граниты; *4* — дайки биотитовых гранит-порфиров; *5* — роговообманково-биотитовые граниты, крупновкрапленниковые; *6* — дайки роговообманково-биотитовых гранит-порфиров; *7* — монцонито-граниты; *8* — мелкозернистые монцонито-граниты, близкие к монцонито-гранодиоритам; *9* — среднезернистые монцонито-гранодиориты; *10* — кварцевые габбро; *11* — дайки габбро-порфиритов; *12* — песчаники и глинистые сланцы нижнего мела; *13* — контактово-метаморфизованные породы

зуют порфириты и туфы амутской свиты, содержащие в том же районе остатки позднемеловой флоры (предположительно сенонской). Верхняя возрастная граница неясна, если не считать миоценовых базальтов, залегающих на размытой поверхности всех более древних геологических образований. Западнее, в бассейне верхнего течения р. Урми, по данным А. А. Головневой, сходные с мяо-чанскими интрузии несогласно перекрыты толщей дацитов, возраст которых условно считается раннепалеогеновым.

Цифры абсолютного возраста интрузивных пород мяо-чанской серии следующие (определения Н. И. Полевой): кварцевое габбро —

http://jurassic.ru/

113 млн. лет, монцонито-гранодиорит — 95 млн. лет, монцонито-гранит — 84 млн. лет, порфировидный роговообманковобиотитовый гранит — 77—83 млн. лет, крупнозернистый биотитовый гранит — 88—95 млн. лет, мелкозернистый лейкократовый гранит — 75 млн. лет. Эти цифры указывают в целом на позднемеловой (несомненно, допалеогеновый) возраст интрузивной серии. При этом для ранних и относительно основных пород серии не исключено некоторое завышение значений абсолютного возраста.

Наиболее распространенным типом минерализации в связи с интрузиями мяо-чанской серии является турмалиново-касситеритовый тип оловянного оруденения, которому нередко сопутствует наложенное полиметаллическое оруденение. Резко подчиненное значение в данном районе имеют другие типы оловорудной минерализации: кварцево-касситеритовый (грейзеновый) и хлоритовый. Вопросы связи оруденения с интрузиями еще мало изучены.

Другими исследователями выделяется два интрузивных комплекса: маглойский, объединяющий породы основного и среднего состава (в том числе монцонито-гранодиориты и монцонито-граниты), и чалбинский, объединяющий породы гранитного состава. Оруденение они склонны связывать с интрузиями первого комплекса, с которыми рудная минерализация несомненно тесно связана пространственно и нередко в структурном отношении. Такое подразделение интрузий мяо-чанской серии на интрузивные комплексы представляется правильным. Однако, по данным Э. П. Изоха, с маглойским интрузивным комплексом генетически связана, по-видимому, только часть турмалиновой минерализации, причем относительно слабо оловоносная, либо даже не несущая оруденения, тогда как главная масса оловоносной турмалиновой минерализации, как показывают наблюдения на многих участках, следует после кислых гранитных интрузий, которые необходимо относить к чалбинскому интрузивному комплексу. Именно с последним оловянное оруденение связано генетически, при вполне закономерной пространственной и структурной связи с интрузиями как маглойского комплекса, так и развитого здесь, но еще почти не изученного комплекса послегранитовых малых интрузий и даек.

Типичным представителем более молодой раннепалеогеновой интрузивной серии является Верхне-Удоминский многофазный массив, по которому эта серия и получила свое наименование. Массив расположен на главном водоразделе хр. Сихотэ-Алинь в истоках рек Верх. Удоми, Мули и Аты. Массив изучался Н. В. Луцкиной, И. В. Кунаевым и отчасти Э. П. Изохом. Площадь массива около 50 *км*^{2}. Состав и строение массива видны на карте (рис. 86). Одно время допускалась возможность наличия в составе массива разновозрастных интрузий. Дополнительные данные свидетельствуют о комагматичности различных пород массива и, следовательно, о принадлежности их к одной интрузивной серии. Непосредственно наблюдались пересечения габбро кварцевыми диоритами, жилы (апофизы), монцонито-гранодиоритов в кварцевых диоритах, жилы гранитов в монцонито-гранодиоритах, отчетливый контактовый метаморфизм последних вблизи интрузивных тел гранитов и т. п. Таким образом, последовательность внедрения интрузий в Верхне-Удоминском массиве, так же как в мяо-чанских интрузиях, идет в направлении от основных пород к кислым.

Возраст массива определяется по следующим данным. Самые ранние породы массива, габбро и кварцевые монцонито-диориты, прорывают и интенсивно метаморфизуют покров кислых эффузивов: фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и их пирокластов. В том же поле эффузивов, в нескольких километрах к юго-западу (близ

http://jurassic.ru/

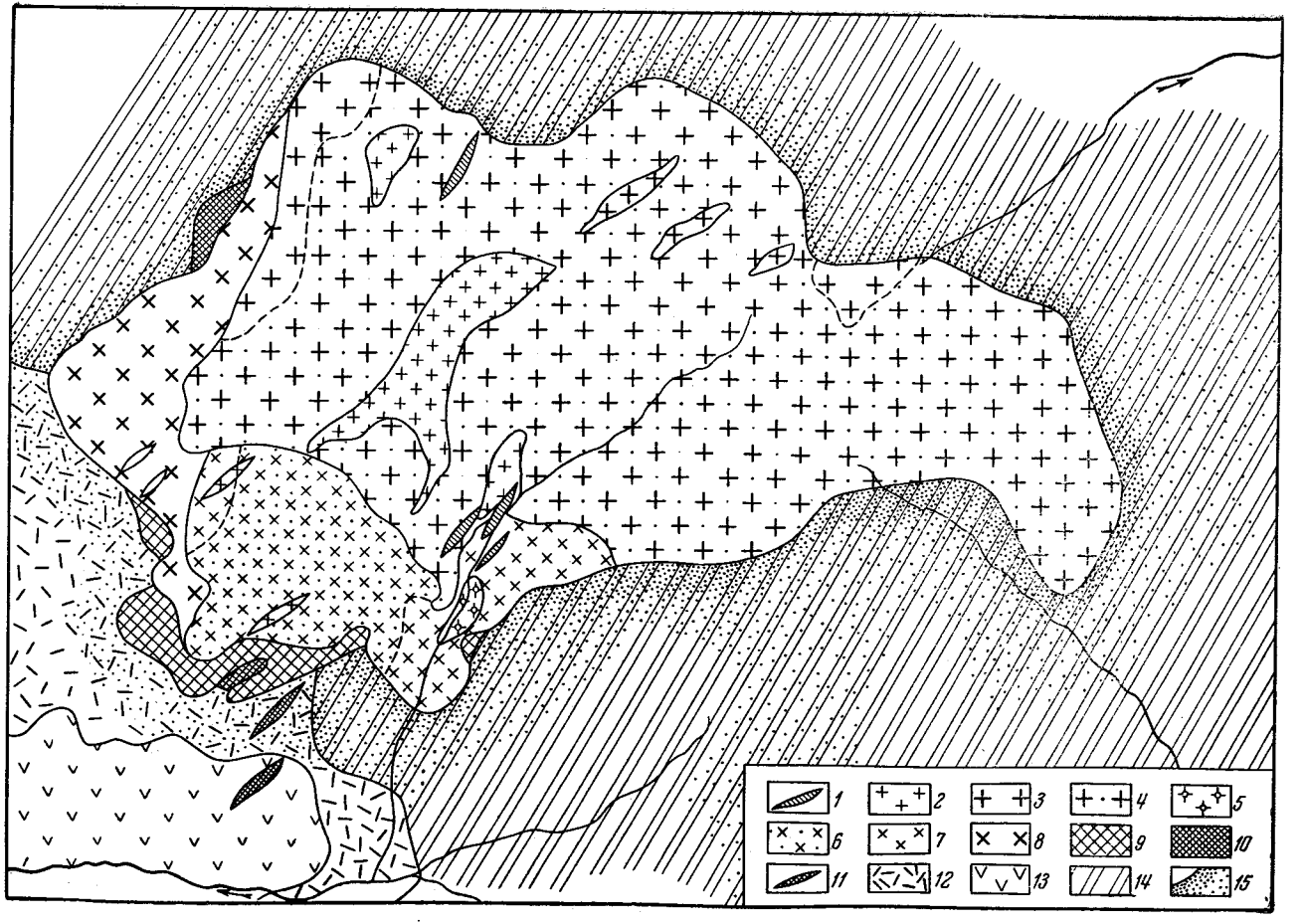


Рис. 86. Геологическая карта Верхне-Удоминского массива (составил Э. П. Изох, 1959 г.)

1—дайки гранит-порфиров; *2*—мелкозернистые лейкократовые граниты; *3* — средне- и крупнозернистые лейкократовые порфировидные граниты; *4* — мелко- и среднезернистые биотитовые граниты; *5*—резко порфировидные монцонито-граниты (гранит-порфиры); *6* — роговообманково-биотитовые монцонито-граниты; *7* — биотитовые монцонито-граниты; *8* — монцонито-гранодиориты, *9* — кварцевые монцонито-диориты; *10*—биотит-пироксеновые габбро; *11* — дайки габбро-порфиритов; *12*—фельзиты, фельзит-порфиры, их туфы и туфобрекчии; *13* — порфириты, их туфы и туфобрекчии; *14* — песчаники и глинистые сланцы нижнего мела; *15* — контактово-метаморфизованные породы

https://jurassic.ru/

ст. Кузнецовский перевал) Э. П. Изохом были собраны отпечатки флоры, определенные М. И. Борсук как аналоги тахобинской флоры (конец датского века — начало палеоцена). Таким образом, вся серия интрузий, начиная с габбро и кончая гранитами, может считаться палеогеновой.

Для пород Верхне-Удоминского массива имеются следующие цифры абсолютного возраста, полученные Н. И. Полевой: кварцевый монцонито-диорит — 58 млн. лет, порфировидный биотитовый гранит — 63 млн. лет. Возраст кислых эффузивов по тем же данным составляет — 66—70 млн. лет. Эти цифры совпадают с геологическими данными и в то же время являются значительно меньшими, чем цифры абсолютного возраста аналогичных пород мяо-чанской серии.

К востоку от Верхне-Удоминского массива, в районе ст. Кенада развиты кислые эффузивы, по своему составу и по абсолютному возрасту (66 млн. лет) тождественные развитым в районе Кузнецовского перевала. На них залегают средние эффузивы порфириты и их туфы, которые, исходя из их геологического положения, должны быть отнесены к самаргинской свите палеоцена. Последние восточнее ст. Кенада прорваны интрузивом гранитов, по своему типу сходным с верхне-удоминским. Эти данные свидетельствуют о прорывании интрузивами верхне-удоминской серии также и раннепалеогеновых эффузивов, однако верхняя возрастная граница серии с достоверностью пока не установлена. Так же, как и мяо-чанская, верхне-удоминская серия является оловоносной.

В окрестностях Верхне-Удоминского массива располагается ряд оловянных рудопроявлений: Атинское, Верхне-Удоминское (Звучное), Дорожное, Июльское и др. В основном они относятся к хлорито-касситеритовому генетическому типу оруденения, но широко развито также существенно сульфидное (галенит-сфалеритовое) оруденение, а местами — кварц-касситеритовая и грейзеновая минерализация. В гранитах Верхне-Удоминского массива также наблюдаются участки интенсивного развития грейзенизации и хлоритизации, что позволяет считать перечисленные рудопроявления генетически связанными с комплексом гранитных интрузий этого массива.

Для верхне-удоминской серии и геологическими наблюдениями, и по данным калий-аргонового метода достаточно определенно устанавливается ее раннепалеогеновый возраст. Для мяо-чанской серии наиболее вероятным представляется позднемеловой возраст.

Между мяо-чанской и верхне-удоминской сериями, конечно, имеются определенные различия как в составе и облике пород, так и в характере сопровождающей их рудной минерализации. Однако сейчас неясно, насколько эти признаки могут служить возрастным критерием, так как аналогичные вариации нередко наблюдаются даже в соседних или близко расположенных интрузиях или группах, относящихся к одной и той же серии.

Интрузии, сходные с мяо-чанскими по составу, петрографическим особенностям и последовательности формирования пород и относимые к мяо-чанской интрузивной серии, широко распространены в пределах Ванданского антиклинория и в примыкающей к последнему части Горинской зоны. Здесь отчетливо фиксируется несколько интрузивных цепочек восток-северо-восточного направления, пересекающих под некоторым углом вмещающие складчатые структуры. Наиболее южная из них, харпинская, представляет узкую и длинную изолированную полосу эффузивных и в различной степени раскристаллизованных интрузивных пород главным образом маглойского комплекса: дацитов (и их туфов), гранодиорит-порфиров, порфировидных гранодиоритов и гранодиоритов

http://jurassic.ru/

(монцонитоидный ряд). На продолжении харпинской цепочки, на выходе последней из пределов Ванданского антиклинория в Горинскую зону, эффузивные и приповерхностные интрузивные породы сменяются довольно крупными массивами монцонито-гранодиоритов. Все эти породы, как интрузивные, так и излившиеся, чрезвычайно близки друг к другу по петрографическим признакам и могут рассматриваться в качестве различных по условиям и по истории кристаллизации продуктов примерно одной и той же магмы (Изох, 1959).

Следующая к северу интрузивная цепочка прослеживается от верховьев р. Сынчуги по междуречью Кура и Горина вплоть до хр. Мяо-Чан. В пределах Ванданского антиклинория эта цепочка намечена относительно небольшими интрузиями пород как чалбинского, так и маглойского интрузивных комплексов, причем вдоль нее известны довольно многочисленные оловянные рудопроявления, в том числе грейзеновые, турмалиновые, хлоритовые и сульфидные. На выходе цепочки в Горинскую зону находится относительно крупный Чалбинский многофазный массив, к востоку от которого располагается обширный криптобатолитовый контактовый ореол.

Третья к северу интрузивная цепочка начинается в верховьях р. Урми, где располагается описанный М. И. Ициксоном Верхне-Урмийский гранитный массив, сопровождаемый интрузивами более основного состава. По отношению к этому массиву зонально размещены следующие типы оруденения: грейзеновый, турмалиново-касситеритовый, хлоритово- и сульфидно-касситеритовый. Далее на восток-северо-восток данная цепочка протягивается вдоль междуречья Дуки и Горина, где преимущественным развитием пользуются породы маглойского комплекса, а оловянное оруденение проявлено слабо. В соответствии с наблюдаемым составом интрузивов, в западной части цепочки широко развиты кислые эффузивы, а в восточной более основные.

В промежутках между рассмотренными выше цепочками намечаются еще дополнительные поперечные интрузивные цепочки северо-западного направления.

Наконец, в северо-западной части рассматриваемой территории, на междуречье Буреи и Амгуни выделяется еще одна цепь крупных массивов преимущественно гранитового состава. Ранее они были описаны Н. П. Саврасовым, выделившим их в особый комплекс Дуссе-Алиньских гранитоидов. В составе интрузивов данной полосы преобладающая роль принадлежит монцонито-гранитам, очень сходным с аналогичными породами маглойского комплекса мяо-чанской интрузивной серии, но в то же время с ними тесно ассоциированы нормальные биотитовые и лейкократовые граниты, аналогичные гранитам чалбинского комплекса той же серии. Интрузивные породы более основного состава имеют здесь крайне ограниченное распространение. По данным Д. И. Ивлиева (1939—1941 гг.) в Иппатинском массиве, в районе Серегектинского оловорудного месторождения и на левобережье р. Сулук-Макит, мелкие тела диоритов прорваны более поздними монцонито-гранитами, а последние во многих местах прорваны интрузивами мелкозернистых лейкократовых порфировидных гранитов.

В приконтактовых частях Иппатинского массива расположено несколько давно известных оловянных месторождений, являющихся типичными представителями кварцево-касситеритовой формации. Минерализация сульфидно-касситеритового типа здесь имеет ничтожное распространение, это связано с неполнотой развития мяо-чанской интрузивной серии в данном районе, при ее существенно «гранитном» характере. На продолжении рассматриваемой цепочки далее на северо-восток, по данным М. Т. Турбина и Н. Г. Осипова, появляются интрузивы монцо-

http://jurassic.ru/

нитового состава и соответственно этому фиксируются признаки турмалиново-касситеритового и сульфидного оруденений.

На границе Ванданского антиклинория и Буреинского массива проходит крупный разлом, играющий роль структурного шва и контролирующий полосу интрузивных массивов север-северо-восточного направления (Глушков, Иициксон, 1961). Северо-восточные (субширотные) цепочки интрузивов, секущие Ванданский антиклинорий, вполне можно связать с системой глубоких разломов, оперяющих упомянутый структурный шов, аналогично тому, что наблюдается и в Сихотэ-Алине.

В восточной части горинской зоны и на значительной площади Амурского прогиба интрузивный магматизм проявлен слабо, что объясняется, по-видимому, удаленностью этих районов от структурных швов.

В Сихотэ-Алине интрузивы, сходные с мяо-чанскими по петрографическим признакам и цифрам абсолютного возраста, широко распространены в центральной части хребта, в верхнем течении рек Имана, Бикина и левых притоков Хора, где они были выделены в особую бачелазскую интрузивную серию (Изох и др., 1957).

В Северном Сихотэ-Алине интрузии бачелазской серии, несомненно, также пользуются широким распространением, но здесь они не отличаются от интрузий верхне-удоминской серии. Можно высказать лишь предположение, что интрузии бачелазской серии развиты преимущественно вдоль Центрального структурного шва и в Северо-Сихотэ-Алиньской зоне, а в верхне-удоминской серии — главным образом в пределах Восточного Сихотэ-Алиньского прогиба.

Непосредственно вдоль структурного шва оловоносные интрузивы рассматриваемого типа распространены, по данным Г. И. Степанова, в верхнем течении р. Хора и, по наблюдениям Р. М. Павелкина и Э. П. Изоха, в среднем течении р. Анюя. Здесь известны мелкие многофазные массивы монцонитоидов и лейкократовых калиевых гранитов. К одной из рассматриваемых интрузивных серий, вероятно, относятся также развитые в бассейне р. Анюя в районе устья р. Гобилли интрузивы лейкократовых гранитов. Последние напоминают граниты хунгарийской интрузивной серии, но в то же время они лучше всего сопоставимы с наиболее поздними лейкократовыми гранитами дуссе-алинского комплекса. На р. Анюе с этими гранитами генетически связаны грейзены (месторождение Совиное), а в ряде мест — также гранат-везувиановые скарны, образованные за счет древних спилито-диабазовых пород.

В Северо-Сихотэ-Алиньской зоне оловоносные интрузии в целом немногочисленны. Среди них можно отметить цепочку массивов диоритов, монцонитоидов и гранитов, протягивающуюся от истоков р. Хора в верховья р. Томасу, вдоль которой известен ряд рудопроявлений кварцево-касситеритового, турмалиново-касситеритового и сульфидно-касситеритового типа (Сооли, Кадади, Томчи). Такой же характер, по-видимому, имеет и интрузивная цепочка, соединяющая оловянное рудопроявление верховьев р. Богбасу с Джаурским скарновым рудопроявлением шеелита.

В Восточном Сихотэ-Алиньском прогибе цепочки интрузивов, напротив, весьма обильны, что обусловливает наличие здесь оловорудного пояса. Интрузивные цепочки имеют преимущественно северо-восточное простирание, направленное под углом к общему север-северо-восточному простиранию прогиба и рудного пояса. Эти цепочки, как можно полагать, подобно более ранним интрузиям, также фиксируют собой систему глубокозаложенных оперяющих разломов, сопряженных с Центральным структурным швом.

http://jurassic.ru/

Следует иметь в виду, что в цепочки объединены только в той или иной мере однотипные плутоны. Например, одна из цепочек длиной более 150 *км*, идущая от верхнего течения р. Анюя (район Чорт-Горы) по левобережью р. Бута к междуречью истоков Хунгари и Акура, состоит из удлиненных вдоль цепочки многофазных плутонов, в составе которых обычно присутствует вся гамма пород от основных до кислых. Вдоль этой цепочки известно большое число точек оловянных рудопроявлений (Чорт-Гора, Мопау, междуречье Хуту и Судулюне и др.). К северо-западу располагается более короткая цепочка интрузивов диоритового и гранодиоритового состава, а к юго-востоку — цепочка интрузивов роговообманково-биотитовых гранитов, на продолжении которой к юго-западу известен ряд точек оловянных рудопроявлений в верхнем течении р. Коппи. Еще далее на юго-восток проходит полоса массивов лейкократовых аляскитовых гранитов, несущих грейзеновое оруденение (кл. Ольховый), которая сменяется цепочкой диоритовых и гранодиоритовых интрузивов. Далее, в среднем течении р. Коппи, расположены относительно крупные интрузии гранитов, сопровождаемые грейзеновым и сульфидно-касситеритовым оруденением. На юго-запад от этих массивов располагается группа мелких массивов диоритов, монцонитоидов и гранитов, с которыми сопряжено кварцево-касситеритовое, турмалиново-касситеритовое и сульфидное оруденение (Кукша).

Помимо цепочек массивов северо-восточного направления в Северном Сихотэ-Алине известны также цепочки поперечного северо-западного направления. Одна из них, например, намечается в бассейне р. Мули, соединяя Верхне-Удоминский массив, интрузивы истоков р. Уини, бассейна р. Джегдаси и района прииска Токуинка. Сочетание двух направлений, северо-восточного и северо-западного, видно также в конфигурации Бяполи-Дякоминского массива (бассейн р. Коппи).

Таким образом, наиболее характерной особенностью пространственного размещения поздневерхнемеловых и раннепалеогеновых интрузий является их цепочечное расположение, что в первую очередь обусловлено контролирующим влиянием структурных швов (глубинных разломов) и сопряженных с последними длительно существовавших оперяющих разломов различной глубины заложения.

Размеры интрузивных массивов варьируют в весьма широких пределах: от даек и мелких штоков до крупных плутонов площадью 200—400 *км*^{2} и даже до 1000 *км*^{2} в плане (Иппатинский массив). Однако чаще всего размеры массивов относительно невелики: 10—20 до 50—70 *км*^{2}. Форма массивов от изометричной или весьма неправильной до резко удлиненной, вытянутой по простиранию интрузивных цепочек. По отношению к складчатым структурам рассматриваемые интрузивы, как правило, ведут себя дискордантно, залегая под некоторым углом к ним, а нередко — в поперечном направлении.

Строение плутонов многофазное, однако имеются плутоны сформировавшиеся в ограниченное число фаз. Последовательность фаз интрузивной деятельности следующая: 1 — габбро (габбро-диориты или диориты, в том числе кварцевые и кварцсодержащие), 2 — монцонито-гранодиориты (иногда кварцевые монцониты), 3 — роговообманково-биотитовые граниты или монцонито-граниты, 4 — биотитовые граниты, средне- или крупнозернистые, 5 — лейкократовые граниты, мелкозернистые, часто порфировидные, 6 — комплекс послегранитовых малых интрузивов и даек (гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты, спессартиты диабазы).

Для рассматриваемых интрузий характерна небольшая ассимиляция вмещающих пород, доказательством чего служат практическое

http://jurassic.ru/

отсутствие краевых ассимиляционных фаций, постоянство состава пород в пределах отдельных интрузивных тел, а также обилие даек и, главное, эффузивов, породы которых по составу тождественны породам тех или иных фаз интрузий. Все это позволяет считать рассматриваемые интрузии производными глубинных магматических очагов, сообщавшихся с верхними частями земной коры при посредстве разломов глубокого заложения.

Приведем краткую петрографическую характеристику интрузивных пород мяо-чанской, бачелазской и верхне-удоминской серий.

Габбро. По генезису и по петрографическим особенностям они близко стоят к диоритам и этим весьма существенно отличаются от габбро хунгарийской серии, тесно ассоциированных с гипербазитами. Это темные меланократовые породы, состоящие преимущественно из основного плагиоклаза (битовнита или анортита), биотита и моноклинного пироксена, в ряде случаев замещающегося роговой обманкой. Иногда присутствует ромбический пироксен (гиперстен). Общее количество цветных минералов достигает 35—40%, но нередко снижается до 20—25%, что скорее характерно для диоритов. В количестве 5% реже до 10% присутствуют кварц и калиевый полевой шпат. Наличие последнего рядом с весьма основным плагиоклазом, а также сростки биотита с пироксеном подчеркивают монцонитовый характер пород. При повышенных содержаниях калиевого полевого шпата образуются породы, близкие к габбро-монцонитам и монцонитам. Структура пород близка к призматически-зернистой. Акцессорные минералы: апатит, магнетит, сфен, редко циркон.

Диориты и кварцевые диориты. По облику и особенностям состава эти породы близки к габбро, отличаясь от них меньшей основностью плагиоклаза (основной андезин или лабрадор) и меньшим содержанием темноцветных минералов, среди которых пироксен уступает место роговой обманке, образующей сростки с биотитом. Последний обычно является преобладающим цветным минералом.

При повышенных содержаниях калиевого полевого шпата породы переходят в кварцевые монцонит-диориты и кварцевые монцониты. Структура пород гипидиоморфнозернистая, нередко участками монцонитовая. Акцессорные минералы те же, что в габбро, но к ним изредка присоединяется ортит.

Монцонито-гранодиориты. По облику и по количественно-минералогическому составу это типичные гранодиориты; они характеризуются преобладанием плагиоклаза (50—60%) над калиевым полевым шпатом и кварцем (обычно по 15—20%), при наличии сростков биотита и роговой обманки (в сумме 12—15%). В то же время, плагиоклаз в них достаточно основной (лабрадор или основной андезин), а биотит обычно преобладает над амфиболом при наличии признаков одновременной кристаллизации обоих минералов. Структура пород гипидиоморфнозернистая с характерными участками монцонитовой. Акцессорные минералы: апатит, циркон, ортит, иногда сфен, магнетит, ильменит, изредка монацит, рутил.

По структурным особенностям монцонито-гранодиориты весьма разнообразны от полнокристаллических средне- и крупнозернистых до плохо раскристаллизованных порфировидных и порфировых. Местами в них получают развитие микрографические, пойкилитовые, гранофировые структуры.

Роговообманково-биотитовые граниты и монцонито-граниты. По облику это серые, буроватые или желтоватые породы, очень часто заметно или резко порфировидные. В составе их преобладает калиевый полевой шпат (ортоклаз, иногда решетчатый

http://jurassic.ru/

микроклин). Подчиненное значение имеет плагиоклаз. Содержание кварца обычно равно 30%, биотита 5—6%, амфибола 1—3%. Плагиоклаз во многих породах представлен олигоклазом (до кислого андезина), но в нем часто присутствуют мелкие резорбированные ядра плагиоклаза иногда кристаллоструктурного типа — основного андезина или лабрадора. В умереннокислых гранитах массивов (Иппатинский, Верхне-Урмийский, Чалбинский, Верхне-Удоминский и др.) подобные основные ядра в плагиоклазах приобретают доминирующее значение, и чтобы оттенить этот весьма характерный признак такие породы называются монцонито-гранитами. Роговая обманка в рассматриваемых породах обыкновенная, густо-зеленая, изредка чуть синеватая. Биотит ярко-коричневый.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, гранитовая, нередко с элементами гранулитовой благодаря повышенному идиоморфизму кварца. Акцессорные минералы: ортит, циркон, апатит, монацит; вторичные: альбит, серицит, хлорит, пелитовые продукты.

Биотитовые граниты, средне- и крупнозернистые. От гранитов предыдущего типа они отличаются отсутствием амфибола, более кислым плагиоклазом, лишь изредка содержащим реликты резорбированных ядер основного состава, темным (железистым) биотитом, повышенным содержанием калиевого полевого шпата и другими признаками, свидетельствующими об относительно высоком положении данных пород в ряду эволюции глубинных магматических очагов, отвечающих рассматриваемым интрузивным сериям.

Структура пород ближе к аллотриоморфнозернистой, гранулитовой. Акцессорные минералы более разнообразны и обильны, чем в вышеописанных породах. В их числе: ортит, монацит, бурый и бесцветный цирконы, апатит, иногда ксенотим, фергусонит, торит, рутил, флюорит, топаз, касситерит, шеелит и др.

Лейкократовые граниты, мелкозернистые, нередко порфировидные. В составе пород резко преобладает калиевый полевой шпат, что сближает их с типичными аляскитами. Содержание плагиоклаза (незонального олигоклаза) составляет не более 15—20%, биотита — 1—2%. Кварца обычно больше 35%. Характерен черный (в шлифах) очень высокожелезистый биотит, изобилующий мелкими плеохроичными ореолами. Структура пород аллотриоморфнозернистая, близкая к аплитовой, порфировидная до порфировой.

По своему химизму породы мяо-чанской, бачелазской и верхнеудоминской серий весьма сходны; наметить какие-либо отличительные признаки в настоящее время не удается. Содержание кремнезема в породах всех серий изменяется от 51—55% в ранних и в наиболее основных членах серий до 76—77% в наиболее поздних гранитах. Вполне закономерное изменение всех других компонентов в направлении от основных пород к кислым иллюстрируется сводными петрохимическими диаграммами (рис. 87 и 88). При этом в наиболее основных породах натрий преобладает над калием, но начиная с гранодиоритов, а иногда и с диоритов калий становится преобладающим, и все три серии в целом имеют подчеркнуто «калиевый» характер. Относительно основные породы обладают избытком извести, входящей в состав цветных минералов, но уже в монцонито-гранодиоритах начинает сказываться избыток глинозема (входящего скорее всего в состав полевых шпатов), причем в гранитах «пересыщенность» глиноземом выражена наиболее отчетливо. Характерно также повышенное содержание полевошпатовой извести в умереннокислых и даже в некоторых кислых породах.

Контактовый метаморфизм, связанный с рассматриваемыми интрузиями, выражается в образовании за счет песчано-глинистых пород

http://jurassic.ru/

обычных кордиеритовых или кварц-биотит-полевошпатовых роговиков в узких экзоконтактовых зонах и сильно биотитизированных (ороговикованных) породах — во внешних зонах контактовых ореолов. Ширина последних нередко измеряется цифрами порядка 2—3 *км*.

Как видно из имеющихся материалов, с интрузивами мяо-чанской, бачелазской и верхне-удоминской серий связаны все или почти все

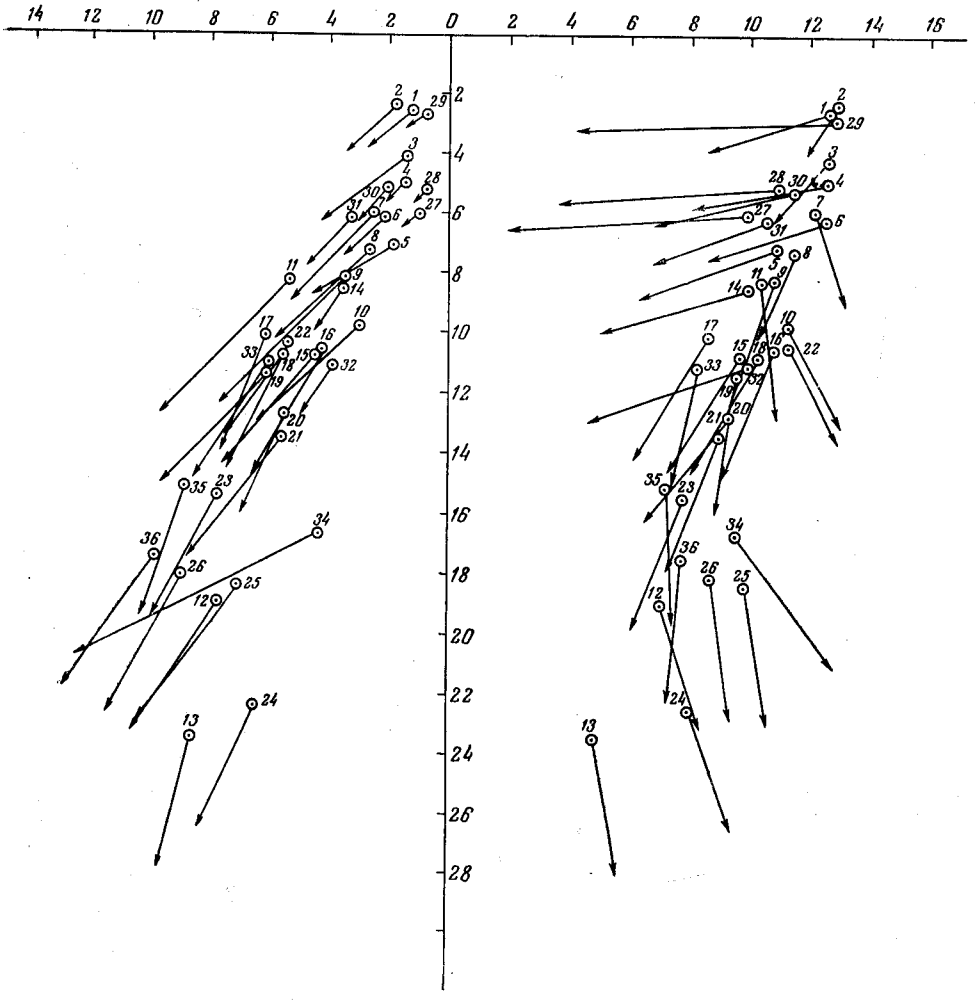


Рис. 87. Петрохимическая диаграмма интрузивных пород мяо-чанской интрузивной серии (Мяо-Чанский и Кур-Урмийский районы)

известные на рассматриваемой территории редкометальные, оловянные и олово-полиметаллические месторождения и рудопроявления различных генетических типов: кварцево-касситеритового (в том числе грейзенового), турмалиново-касситеритового, хлоритово-касситеритового, существенно сульфидного (галенит-сфалеритового) и, вероятно, скарнового. При этом сейчас очень трудно судить о различиях в характере оруденения между поздневерхнемеловыми и раннепалеогеновыми интрузиями, и лишь сугубо предположительно можно отметить преобладающую роль кварцево-касситеритового и турмалиново-касситеритового оруденения в связи с первыми из них, и заметно большую роль поли-

http://jurassic.ru/

металлической минерализации — в связи с последними. Важно, наконец, оттенить, что связи между интрузивными породами и оловянным оруденением на нашей территории настолько тесные, что районы сосредоточения соответствующих интрузий одновременно являются и рудными районами. Таковы, например, Восточная Сихотэ-Алиньская, Урми-Мяо-Чанская и Дуссе-Алиньская металлогенические зоны, локализацию которых, как отмечено выше, можно объяснить контролирующим влиянием на размещение интрузий крупных глубинных разломов или структурных швов.

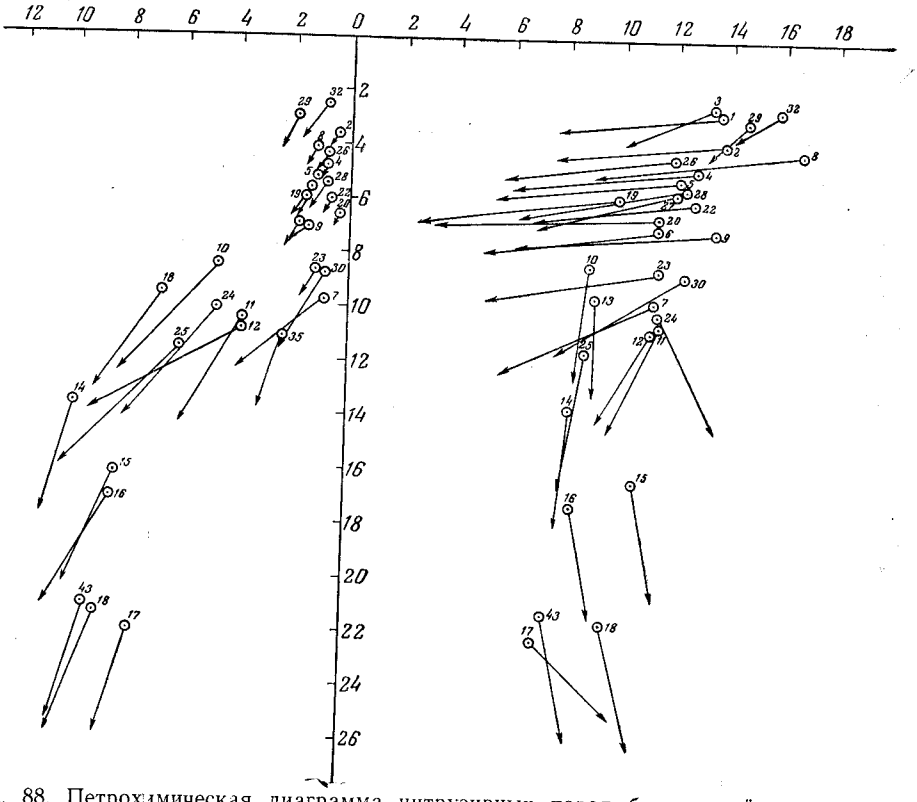


Рис. 88. Петрохимическая диаграмма интрузивных пород бачелазской и верхне-удоминской интрузивных серий (Северный Сихотэ-Алинь)

ПОЗДНЕПАЛЕОГЕНОВЫЕ (?) ИНТРУЗИИ

Прибрежная интрузивная серия. Интрузии данной серии распространены преимущественно в Восточном Сихотэ-Алиньском вулканогенном поясе и в примыкающем к нему синклинории. Изучена данная серия еще весьма недостаточно и возраст ее строго не определен.

Представителями данной интрузивной серии являются массивы Тулучинский, Ыйский, Кетавский и некоторые другие.

Тулучинский массив расположен по обоим берегам р. Тумнина и пересечен линией железной дороги Комсомольск — Советская Гавань на отрезке между станциями Като и Тулучи. Он изучался Н. В. Луцкиной, Э. П. Изохом и М. Г. Павловым. В состав его входят интрузивные тела кварцевых диоритов (близкие к сиенито-диоритам), которые прорваны более поздними гранодиоритами той же серии. Площадь массива около 50 *км*^{2}. Массив прорывает умеренно кислые и средние эффузивы,

http://jurassic.ru/

предположительно относящиеся к палеоценовой самаргинской свите. Немного западнее, в верховьях р. Тулучи, описан другой интрузивный массив, сложенный аналогичными диоритами и гранодиоритами, которые в свою очередь прорваны мелкозернистыми аляскитовыми гранитами.

Ыйский массив расположен в нижнем течении р. Коппи (рис. 89). Площадь массива около 50 *км*². Сложен он в южной части диоритами, а в северной — гранодиоритами, которые прорваны небольшими интрузивными телами и дайками мелкозернистых аляскитовых гранитов.

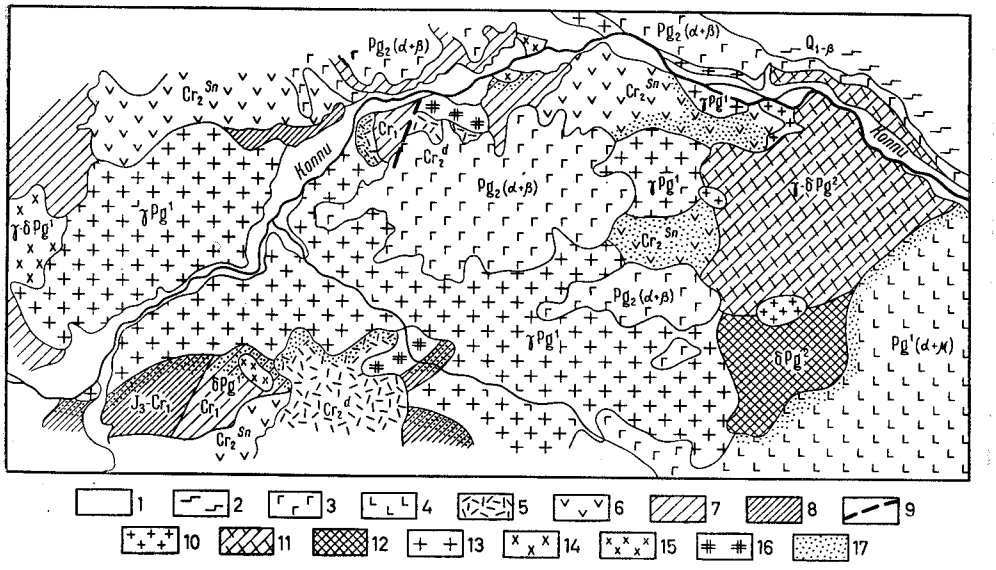


Рис. 89. Геологическая карта Бяполи-Дякоминского и Ыйского массивов (составлена по А. Б. Разживину и Е. Т. Михалиной с уточнениями и дополнениями Э. П. Изоха)

1 — современный аллювий; *2* — молодые базальты; *3* — базальты; андезито-базальты и андезиты кузнецовской свиты (?); *4* — умеренно кислые и средние эффузивы самаргинской свиты; *5* — кислые эффузивы ольгинской серии; *6* — средние эффузивы ольгинской серии; *7* — песчано-сланцевые отложения нижнего мела (?); *8* — песчанико-сланцевые юрские (?) отложения; *9* — линии разрывов; *10—12* — интрузивные породы прибрежной серии: *10* — мелкозернистые аляскитовые граниты, *11* — гранодиориты, *12* — кварцевые диориты; *13—15* — интрузивные породы верхне-удоминской серии: *13* — порфировидные биотитовые граниты и лейкократовые граниты; *14* — монцонито-гранодиориты, *15* — диориты и монцонито-диориты; *16* — розовые крупнозернистые граниты нижнеамурской (?) интрузивной серии; *17* — контактово-метаморфизованные породы

Массив метаморфизует порфириты, условно относящиеся к самаргинской свите. Важно отметить, что диориты, слагающие южную часть массива, соприкасаются с гранитами Бяполи-Дякоминского массива, не обнаруживая при этом признаков контактового метаморфизма со стороны последнего, что позволяет говорить о более молодом возрасте Ыйского массива. В данном случае необходимо иметь в виду, что Бяполи-Дякоминский массив по абсолютному возрасту гранитов (60 млн. лет), а также по облику пород и другим петрографическим признакам скорее всего относится к раннепалеогеновой верхне-удоминской интрузивной серии.

Интрузивы, сходные с Тулучинским и Ыйским массивами, образуют несколько цепочек северо-восточного и субмеридионального направлений. Одна из них прослеживается от Тулучинского массива на север вдоль среднего течения р. Тумнина к верховьям р. Яя, причем в составе пород здесь наблюдаются диориты и гранодиориты, а граниты и щелочные граниты имеют подчиненное значение. К западу располагается вторая субмеридиональная интрузивная цепочка, в которую

http://jurassic.ru/

входит Кетавский массив, а также довольно крупный (до 90 *км*²) Колбинский массив, сложенный только щелочными гранитами.

На северо-восток и на юго-запад от Ыйского массива протягивается еще одна достаточно отчетливая интрузивная цепочка, интрузии которой, судя по материалам Л. Б. Кривицкого, Ю. Ф. Чемекова и А. Б. Разживина, аналогичны Ыйскому массиву. Здесь следует указать, что неподалеку от этого района, в районе бухты Гроссевичи, Л. Б. Кривицким описано прорывание кузнецовской свиты базальтов и андезито-базальтов лейкократовыми гранитами (гранофирами), петрографически очень похожими на граниты Ыйского массива и других интрузий прибрежной серии.

Возраст прибрежной интрузивной серии основывается на скудных геологических сведениях. Известно прорывание аляскитовыми гранитами кузнецовской свиты эоцена, что и позволяет предполагать позднепалеогеновый возраст данной серии. Кроме того, для трактовки возраста прибрежной серии имеют значение упоминавшиеся выше факты прорывания интрузивами этой серии более ранних интрузивов монцонито-гранодиоритов и гранитов, скорее всего относящихся к верхне-удоминской серии *.

Имеется всего лишь два определения абсолютного возраста пород Тулучинского массива данной серии: диорита (61 млн. лет) и гранодиорита (62 млн. лет). Эти цифры близки к цифрам абсолютного возраста пород верхне-удоминской серии, и именно поэтому предполагался раннепалеогеновый возраст Тулучинского и других сходных с ним интрузивных массивов.

Размеры интрузивных массивов прибрежной серии варьируют чаще всего в пределах от 20—30 до 50—60 *км*², достигая иногда 150—200 *км*² (в плане). Широко распространены также мелкие штоко- и дайкообразные тела. Форма массивов неправильная, изометричная, нередко удлиненная в северо-восточном, реже в северо-западном направлении. Строение массивов в большинстве случаев многофазное. Последовательность внедрения интрузивных пород, устанавливаемая в Ыйском, Тулучинском, Кетавском и других массивах, следующая: 1 — диориты (или сиенито-диориты), 2 — гранодиориты, 3 — лейкократовые аляскитовые граниты, содержащие в некоторых массивах щелочной амфибол.

По облику и по петрографическим особенностям породы прибрежной интрузивной серии при некотором навыке можно отличить от пород других интрузивных серий.

Диориты. Серые или зеленовато-серые породы, мелко- или среднезернистые, с неясно выделяющимися цветными минералами на фоне серой полевошпатовой массы. Заметно малое количество или отсутствие видимого на глаз биотита, который в диоритах более ранних серий весьма обилен и характерен. Состав пород следующий: плагиоклаз 60—70%, роговая обманка 15—20%, биотит от 0 до 2—3%, кварц и калиевый шпат до 10%. В роговой обманке иногда присутствуют реликты моноклинного пироксена (авгит). Плагиоклаз в описываемых породах в отличие от более древних пород кислый: в среднем № 28—33, достигая в ядрах кристаллов № 44—47, а в краевых каймах — № 23—25. Благодаря этому породы скорее близки к сиенито-диоритам. В некоторых породах плагиоклаз окружен оторочками калиевого полевого шпата и разъедается последним.

* А. Б. Разживиным, Ю. А. Ивановым и другими описаны факты перекрывания рассматриваемых интрузий базальтами и андезито-базальтами, относимыми ими к кузнецовской свите. Однако нет никакой уверенности в том, что эти эффузивы относятся именно к кузнецовской, а не к неогеновой кизинской свите, широкое распространение которой недавно было показано В. Г. Плахотником.

http://jurassic.ru/

Структура пород гипидиоморфнозернистая, нередко участками микрографическая, равномернозернистая, реже порфировидная и порфировая. Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, рудный минерал. Вторичные минералы: эпидот (особо характерен), актинолит, карбонат, хлорит, серицит, соссюрит, пелитовые продукты.

Гранодиориты. Серые, часто лиловатые или розоватые породы, характеризующиеся обилием вытянутых кристаллов роговой обманки при явно подчиненном содержании биотита. Состав: плагиоклаз 40—50%, кварц и калиевый полевой шпат по 15—20%, роговая обманка 5—10%, биотит от 0 до 2—3%. Состав плагиоклаза № 30—35, на краях зерен № 16—25.

Структура пород гипидиоморфнозернистая с характерными микрографическими (гранофировыми) участками, нередко порфировидная, изредка порфировая. Акцессорные минералы: апатит, рудный минерал, циркон, сфен, изредка шеелит (?) и гранат. Вторичные минералы: эпидот, актинолит, хлорит, серицит, альбит.

Аляскитовые граниты (щелочные). Облик пород очень характерен: это светлые, желтоватые породы с ясным лиловым или розовым оттенком, чаще всего мелкозернистые, реже приближающиеся к среднезернистым, с редкими и мелкими рассеянными зернами биотита или амфибола. Во многих массивах в гранитах видны многочисленные мелкие пустотки миаролитового характера, содержащие кристаллики кварца и калиевого полевого шпата.

Количественно минералогический состав гранитов постоянен в самых различных массивах: калиевый полевой шпат 55—60%, кварц 30—35% и более, плагиоклаз, как правило, меньше 10%, реже до 15—20%, биотит 1—2% и менее, роговая обманка от 0 до 3—4%. Калиевый полевой шпат в гранитах всегда сильно пелитизирован, содержит тонкие нитевидные пертитовые вростки. Плагиоклаз кислый (№ 13—25). Роговая обманка совместно с биотитом присутствует довольно редко, причем в некоторых массивах она является единственным цветным минералом. Судя по оптическим свойствам, она близка к арфведситу.

Структура гранитов близка к аплитовой, часто микрографическая, гранофировая, неравномернозернистая до резко порфировидной, реже — равномернозернистая. Акцессорные минералы: циркон, апатит, ортит, сфен, монацит. Вторичные минералы: эпидот (очень характерен), альбит, лейкоксен, серицит, хлорит, пелитовые продукты.

Сведения по химизму пород прибрежной интрузивной серии пока еще немногочисленны, но они все же позволяют наметить для них некоторые отличительные признаки. Как видно из петрохимической диаграммы (рис. 90), диориты и гранодиориты по химизму сходны с аналогичными породами предыдущих серий, отличаясь несколько пониженным значением доли калия в сумме щелочей. В то же время граниты этой серии отличаются заметно более высокой суммой щелочей и, что особенно характерно, — весьма слабой степенью пересыщенности глиноземом.

Процессы контактового метаморфизма мало отличаются от таковых более ранних интрузий. В то же время, связанная с ними постмагматическая минерализация является, по-видимому, весьма специфической и не похожа на связанную с другими интрузиями. В частности, в гранитах Ыйского и некоторых других массивов наблюдаются кварц-мусковитовые грейзены, содержащие обильные гематит и эпидот. В контактовых ореолах Ыйского, Тулучинского и многих других массивов развита чрезвычайно интенсивная эпидотовая минерализация с примесью хлорита, альбита, актинолита, гематита, а иногда также сфалерита и галенита (бассейн р. Коппи).

http://jurassic.ru/

Сколько-нибудь изученных рудопроявлений, которые можно было бы уверенно связать с интрузиями прибрежной серии, пока неизвестно. Вполне вероятно, что к ним относятся довольно многочисленные признаки существенно сульфидного оруденения (галенит-сфалеритовое с примесью серебра), распространенные в Прибрежной вулканогенной зоне, в районах развития рассматриваемых интрузий.

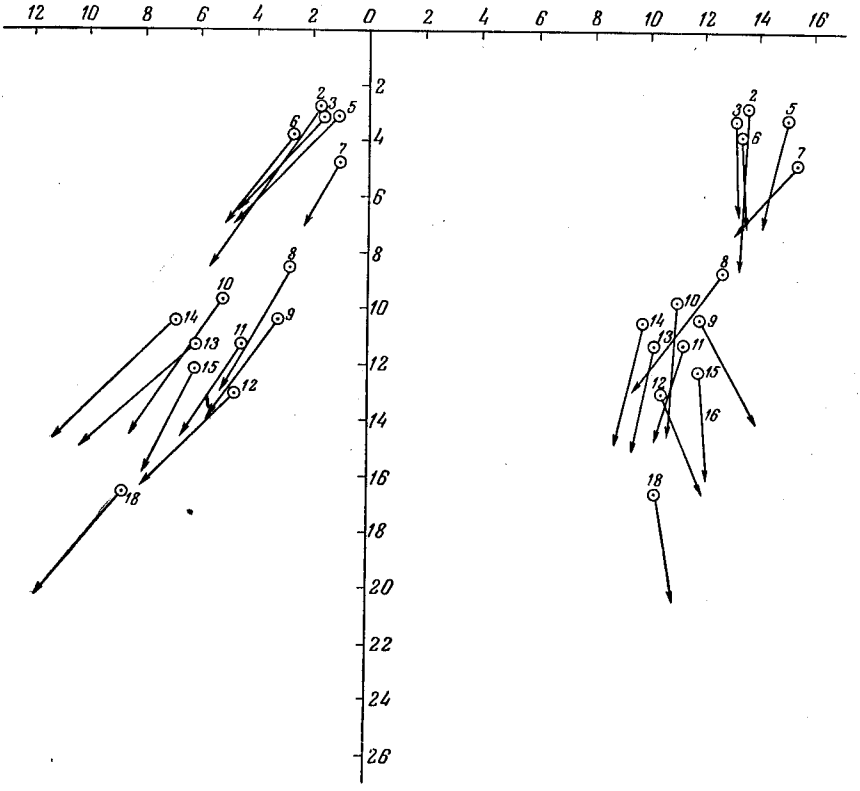


Рис. 90. Петрохимическая диаграмма интрузивных пород прибрежной интрузивной серии

НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ (?) ИНТРУЗИИ

В верхнем и среднем течении р. Анюя, по данным А. П. Глушкова, встречаются редкие дайки и мелкие интрузии основных базальтоидных пород с повышенной щелочностью, близких к пикритам, мончикитам или тешенитам. Состоят они преимущественно из пироксенов, баркевикитовой роговой обманки и цеолитов. Сходного типа щелочные базальтоиды, по Г. М. Гапеевой (1954), известны в Южном Приморье, в долине р. Уссури, где они прорывают плиоценовые галечники. Кроме того, в Мяо-Чанском районе, по данным И. Я. Зытнера и З. П. Потаповой, имеются покровы заведомо плиоценовых и нижнечетвертичных базальтов, обладающих несколько повышенной щелочностью и содержащих анальцим. В среднем течении р. Хунгари, по наблюдениям Э. П. Изоха, имеются покровы щелочных базальтоидов типа пикритов (главным образом, лаво- и туфоагломератов), довольно сильно дислоцированные и, следовательно, относительно древние. Щелочные базальтоиды имеют, в общем, весьма незначительное распространение. Они еще очень мало изучены.

http://jurassic.ru/

Как видно из вышеизложенного, в Северном Сихотэ-Алине и на прилегающей территории левобережья р. Амура могут быть выделены следующие шесть возрастных групп интрузий: 1 — раннемеловая или предпозднемеловая хунгарийская серия интрузий, 2 — позднемеловая (сенонская?) нижнеамурская золотоносная серия интрузий, 3— поздневерхнемеловые мяо-чанская и бачелазская оловоносные интрузивные серии, 4 — раннепалеогеновая верхне-удоминская интрузивная серия, также оловоносная, 5 — позднепалеогеновая прибрежная интрузивная серия, 6 — неогеновый или четвертичный (?) комплекс щелочных базальтоидов.

Все интрузии региона, от раннемеловых до позднепалеогеновых, по времени проявления приурочены к периодам восходящих тектонических движений, с которыми связаны оживление магмопроводящих разломов и наземный вулканизм. При этом формирование двух первых интрузивных серий (хунгарийской и нижнеамурской) соответствует процессам воздымания, последовавшим после сильных складчатых движений в конце раннего и в середине позднего мела. Время формирования трех последующих интрузивных серий, мяо-чанской (бачелазской), верхне-удоминской и прибрежной, приходится целиком на поздний этап развития складчатой области, характеризующийся преобладанием восходящих движений и интенсивным наземным вулканизмом при относительно слабых проявлениях складчатости. Наконец, комплекс щелочных базальтоидов, по аналогии с другими регионами, отвечает стадии развития молодой платформы.

Следствием отмеченной закономерности является весьма ярко выраженная связь интрузий самого различного возраста с разломами глубокого заложения: структурными швами и сопряженными с последними системами оперяющих разломов. Этим обусловлены важнейшие черты пространственного распределения интрузий и многие петрологические их особенности.

Неравномерное распределение интрузий на территории рассматриваемой части Сихотэ-Алиньской складчатой области лучше всего объясняется приуроченностью их именно к тем районам, на которые распространяется влияние структурных швов и сопряженных с последними системами разломов. Например: зона Ванданского антиклинория и западная часть Горинской зоны, близко расположенные к Хинганo-Буреинскому структурному шву, а также часть Сихотэ-Алиня к востоку от Центрального структурного шва. Эти области премущественного сосредоточения интрузий одновременно являются рудными областями.

Для данного региона характерно линейное расположение различных интрузий (рис. 91). Интрузивные цепочки приурочены к системам разломов, оперяющих Центральный Сихотэ-Алиньский и Кукано-Буреинский структурные швы. Места сгущения интрузивных цепочек, а иногда и отдельные крупные цепочки могут выделяться как особые рудоносные зоны. Например, Восточная Сихотэ-Алиньская, Урми-Мяо-Чанская и Дуссо-Алиньская оловорудные зоны, некоторые золоторудные зоны и др.

Следствием тесной связи интрузивной деятельности с разломами глубокого заложения является очень широко распространенное сложное или многофазное строение интрузивных массивов, что может быть объяснено только многократным поступлением магм различного состава из очагов глубинного магмообразования в данную камеру по одному подводящему каналу. Занятое интрузивными массивами пространство высвобождалось не путем поглощения вмещающей среды, а скорее всего путем отслоения и опускания отдельных блоков земной коры с погружением цоколя этих блоков в очаги магмообразования на глу-

http://jurassic.ru/

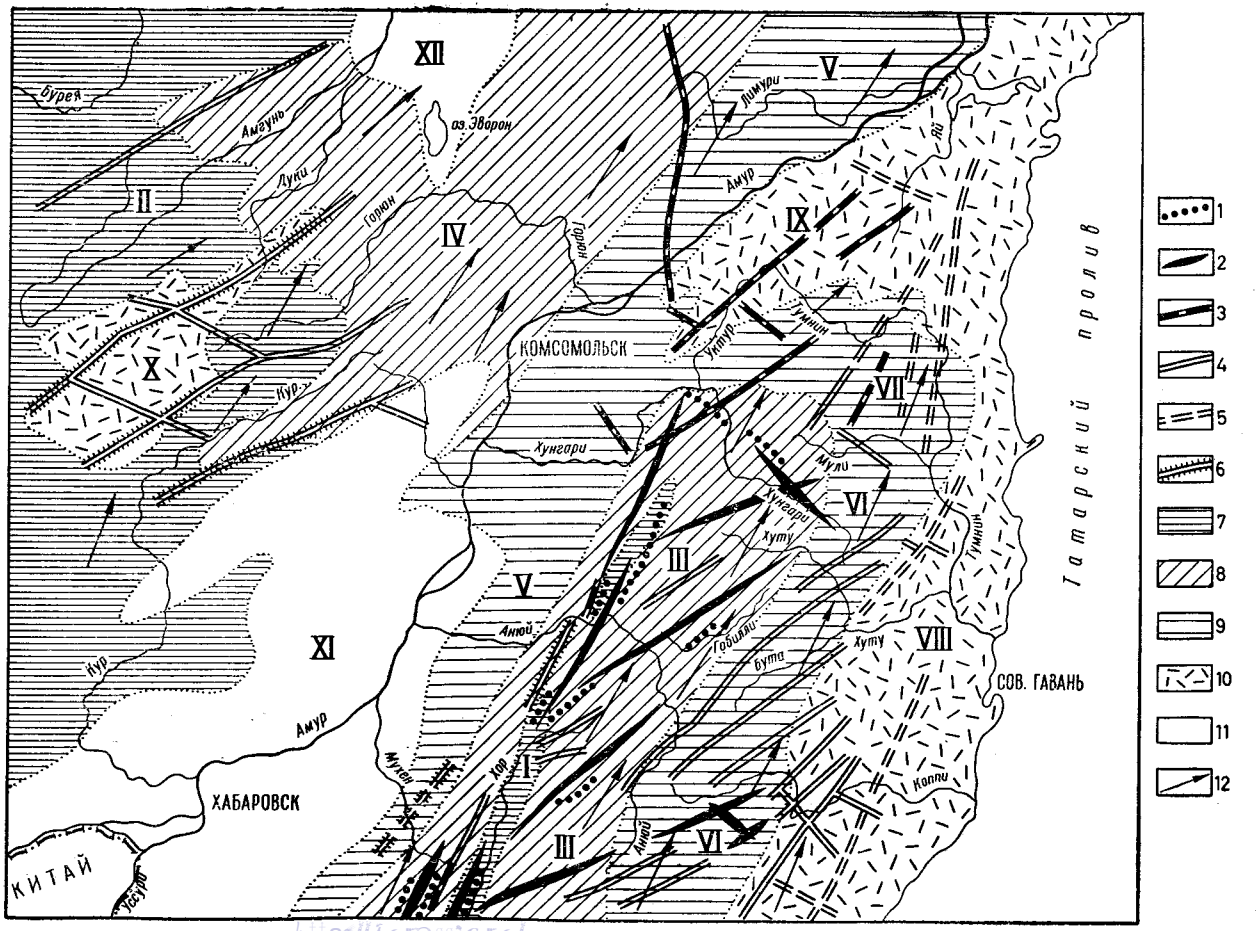


Рис. 91. Схема расположения главнейших магмоконтролирующих структур в Северном Сихотэ-Алине и прилегающих районах левобережья р. Амура

1—6 — интрузивные цепочки вдоль разломов: *1* — гипербазиты и габбро хунгарийской интрузивной серии; *2* — граниты хунгарийской интрузивной серии; *3* — граниты нижнеамурской интрузивной серии; *4* — граниты мяо-чанской, бачелазской и верхне-удоминской интрузивных серий; *5* — интрузии приморской серии; *6* — интрузии вдоль которых развиты родственного состава эффузивы. Главнейшие тектонические структуры. *7* — Центральный Сихотэ-Алиньский антиклинорий (I), Куканский антиклинорий (II); *8* — Северо-Сихотэ-Алиньская (III) и Горинская зоны (IV); *9* — Восточный Сихотэ-Алиньский (VI), Тумнинский (VII) и Амурский (V) — синклинории; *10* — Прибрежная (VIII), Верхне-Тумнинская (IX) и Баджальская (X) вулканогенные зоны; *11* — Средне-Амурская (XI) и Эворон-Чукчагирская (XII) кайнозойские депрессии; *12* — преобладающие простирания складчатых структур

http://jurassica.ru/

бине, при одновременном перемещении магмы из этих очагов по разломам кверху.

В качестве наиболее общей особенности химизма меловых и палеогеновых интрузий региона отметим повышенную против средних типов пород щелочность почти всех интрузивных пород, за исключением, может быть, только пород хунгарийской серии. В частности, калиевыми являются мяо-чанская, бачелазская и верхне-удоминская интрузивные серии, и этим обстоятельством в первую очередь обусловлено появление в их составе монцонитовых пород. Заметно высокой щелочностью обладают интрузии прибрежной серии, среди которых появляются типичные щелочные граниты.

Наконец, наиболее общей чертой металлоносности всех меловых и палеогеновых интрузивных серий региона является связь с комплексами гранитных интрузий этих серий, редкометального, в том числе оловянного, оруденения. При этом с гранитами хунгарийской серии такая связь пока только пердполагается, с гранитами нижнеамурской серии, судя по имеющимся данным, связаны незначительные концентрации олова при доминирующей роли вольфрама; главная масса олова связана с гранитными интрузиями мяо-чанской, бачелазской и верхне-удоминской серий, причем на рассматриваемой территории промышленные месторождения известны пока только в связи с первой из этих серий. Наконец, признаки оловоносности несет также полиметаллическая минерализация, тяготеющая к районам развития интрузий прибрежной серии.

В такой же мере «сквозным» элементом, по-видимому, является и золото, отмечающееся в ряде мест в связи с интрузиями мяо-чанской, бачелазской, верхне-удоминской и прибрежной интрузивных серий, однако главные его концентрации все же следует связывать с интрузиями нижнеамурской серии.

НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ

Интрузивные породы Нижнего Приамурья изучались Н. П. Саврасовым, Н. П. Батуриным, Л. И. Красным, Л. Б. Кривицким, А. Ф. Майборода, Б. Я. Абрамсоном, Я. И. Файном, Л. А. Кесслер, А. Д. Рыбаковой, Ю. А. Ивановым, Г. А. Бешкаревым и М. А. Фаворской и другими.

На территории Нижнего Приамурья (севернее широты оз. Удыль и пос. Агние-Афанасьевского) распространены интрузии позднемелового — нижнеамурская серия и позднемелового-раннепалеогенового возраста — мяо-чанская и верхне-удоминская нерасчлененные серии (рис. 92).

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ (СЕНОНСКИЕ) ИНТРУЗИИ

К этой возрастной группе относятся интрузивные породы, объединенные в нижнеамурскую серию, являющуюся основной золотоносной серией Нижнего Приамурья. Впервые под этим названием она была выделена в Северном Сихотэ-Алине в 1959 г. Позднее сюда же были отнесены интрузии чаятынского комплекса (граниты, гранодиориты, диориты), установленного еще в 1950 г. Л. И. Красным, и интрузии агние-афанасьевского комплекса (диориты, диорит-порфириты), выделенного М. И. Ициксоном.

Интрузии, относящиеся к нижнеамурской серии, широко распространены на описываемой территории и в основном приурочены к зонам позднемеловых геосинклинальных прогибов и к областям их сочлене-

http://jurassic.ru/

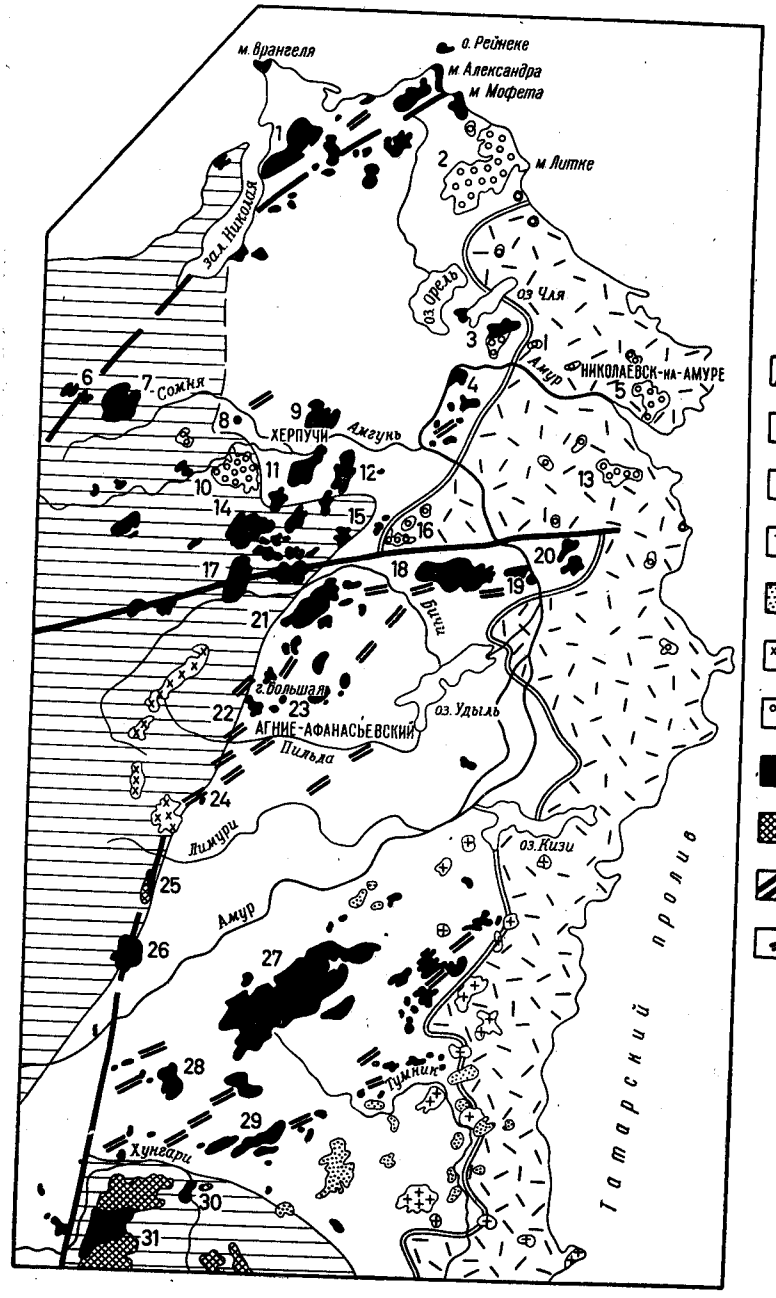


Рис. 92. Схема размещения интрузий в Нижнем Приамурье

1 — Горинская, Амгунская и Северо-Сихотэ-Алиньская структурно-формационные зоны; *2* — Тумнинская и Амурская структурно-формационные зоны; *3* — Прибрежная вулканогенная зона. Интрузивные серии: *4* — прибрежная; *5* — верхне-удоминская; *6* — мяо-чанская; *7* — мяо-чанская и верхне-удоминская (нерасчлененные); *8* — нижнеамурская; *9* — хунгарийская; *10* — глубинные тектонические зоны; *11* — поля и цепочки малых интрузий и даек нижнеамурской интрузивной серии

Интрузивные массивы (цифры на схеме): 1 — Мангунский, 2 — Бикчи-Ульский, 3 — Гырманский, 4 — Ново-Троицкий, 5 — Кумлинский, 6 — Усолгинский, 7 — Кивунский, 8 — Большереченский, 9 — Дальжинский, 10 — Чульбатский, 11 — Серго-Михайловский, 12 — Князевский, 13 — Маркрамский, 14 — Яяно-Чимчиканский, 15 — Сунгачанский, 16 — Березовские, 17 — Ангочиканский, 18 — Чаятынский, 19 — Тучкинский, 20 — Гера-Тымский, 21 — Бичинский, 22 — Балахойский, 23 — Дид-Биранский, 24 — Ямтульский, 25 — Сидзяпинский, 26 — Шаманский, 27 — Тумнинский, 28 — Уктурский, 29 — Удоминские, 30 — Аксакинский, 31 — Горбилинский

https://arassia.ru/

ния с другими структурно-формационными зонами. В пределах этих зон выделяются три участка, на которых интрузии развиты наиболее широко: в Северном Сихотэ-Алине (бассейн рек Хунгари и Тумнина), на левобережье р. Амура (междуречье Амгуни и Лимури) и к востоку от залива Николая. С этими же участками территориально совпадают основные золотоносные районы Нижнего Приамурья. Такое сосредоточение интрузий на отдельных участках Сихотэ-Алиньской складчатой области, вероятнее всего, обусловлено пересечением в фундаменте геосинклинали крупных глубинных разломов, служивших основными магмоподводящими каналами и относящимся как к Монголо-Охотской, так и к Сихотэ-Алиньской складчатым областям. Центральный Сихотэ-Алиньский структурный шов (Беляевский и Громов, 1955; Изох, 1961), проявляющийся на дневной поверхности в бассейне р. Хунгари и южнее, а также Прибрежный вулканический пояс (Прибрежный структурный шов, Беляевский, 1951) указывают, что главные глубинные тектонические зоны Сихотэ-Алиньской складчатой области имеют направление, близкое к меридиональному. Глубинные тектонические зоны, которые можно связывать с Монголо-Охотской складчатой областью (Монгольское направление по Г. П. Воларовичу), одна из которых (южная) намечена Л. И. Красным (1959), прослеживаются в широтном направлении в бассейне р. Бичи и на самом севере Нижнего Приамурья.

Характерными признаками глубинных тектонических зон, кроме геологических факторов, являются: широкое распространение в областях их проявления разновозрастных интрузивных пород, наличие интрузий гранитного состава и покровов разновозрастных эффузивов. Более же мелкие разломы, оперяющие главные тектонические зоны, судя по вытянутости интрузивных цепочек, отдельных массивов и полей эффузивов, имеют северо-восточное, широтное и изредка северо-западное направления.

Интрузии нижнеамурской серии, так же как и интрузии более молодого возраста, располагаются линейновытянутыми рядами — интрузивными цепочками. Наиболее протяженная (более 500 *км*) меридиональная цепочка, совпадающая с Центральным Сихотэ-Алиньским структурным швом и его предполагаемым продолжением прослеживается от бассейна р. Хунгари до мыса Врангеля. В состав ее входят следующие массивы (с юга на север): Горбилинский, Шаманский, Сидзяпинский, Лимурчанский и ряд массивов к северу от него: Ангочиканский, Яяно-Чимчаканский, Чульбатский, Большереченский, залива Николая, Мангунский и мыса Врангеля. От этой цепочки ответвляются (контролируемые оперяющими структурный шов разломами) менее протяженные цепочки интрузивов, дайковых поясов и изолированных контактовых ореолов, в пределах которых размещены золоторудные и редкометально-золоторудные месторождения и рудопроявления. В Северном Сихотэ-Алине из них наиболее четко проявлены: цепочка, состоящая из массивов Горбилинского, Аксакинского, Удоминских, дайковых поясов и мелких интрузивов бассейна р. Тумнин; цепочка интрузивов и дайковых полей, протягивающаяся от низовьев р. Уктура в северо-восточном направлении; цепочка, в которую входят Уктурский и Тумнинский массивы. На левобережье Амура и далее к северу также отчетливо намечается ряд таких цепочек; от Ямтульского массива на северо-восток через Учаминское редкометально-золотое месторождение к среднему течению р. Пильды, от Агние-Афанасьевского золоторудного месторождения к горе Аллочка и далее в бассейны рек Бичи и Битки; от горы Большой через Покровско-Троицкое золоторудное месторождение и Бичинский массив к пос. Романовка и далее на севе-

http://jurassic.ru/

ро-восток; от Ангочиканского массива в северо-восточном направлении к Князевскому массиву; от Яано-Чимчиканского массива на северо-восток к Дальжинскому массиву и ряд других цепочек. К глубинной тектонической зоне в бассейне р. Бичи приурочены массивы Ангочиканский и ряд массивов к востоку и западу от него: Чаятынский, Тучкинский, Гера-Тымский, а к самой северной — Усольгинский, Кивунский, залива Николая и к северо-востоку от него, мыса Александра, о-ва Рейнеке.

Возраст интрузий сенонский. Они имеют активные контакты с фаунистически охарактеризованными отложениями сеноман-турона (бассейны рек Бичи, Битки, Писуя, Тумнина и др.) и вышележащими эффузивами предположительно додатского возраста (Тумнинский район). Перекрывание их более молодыми эффузивами сенон-датского возраста устанавливается, по данным А. Ф. Майбороды, в басейне р. Бичи, а с эффузивами предположительно датского возраста, по данным Е. Б. Бельтенева, А. И. Фрейдина и Э. П. Изоха, в истоках р. Лимури, в верхнем течении р. Тумнин и в бассейне р. Коппи. Абсолютный возраст гранитов и гранодиоритов равен 90—100 млн. лет (табл. 24), что также соответствует середине позднего мела.

Таблица 24

Абсолютный возраст пород нижнеамурской серии

№ пп.	Порода	Массив	Абсолютный возраст в млн. лет (калий-аргоновый метод)	Автор	Лаборатория
1	Гранит	Горбилинский	90	В. В. Русс	ВСЕГЕИ, Н. И. Полевая
2	»	Шаманский	110	А. И. Фрейдин	То же
3	»	Сидзяпинский	110	»	» »
4	»	»	105	А. И. Попов	» »
5	»	О-ва Рейнеке	95	Ю. А. Иванов	» »
6	»	Мыса Мофета	115	»	» »
7	Гранодиорит	Дидбиранский	110	Б. Я. Абрамсон	» »
8	»	Уктурский	95	В. Н. Плиев	» »
9	»	»	110	»	» »
10	»	Кемский	85	»	» »
11	»	»	110	»	» »
12	»	Мангунский	105	Я. И. Файн	» »
13	»	Гырманский	105	Ю. А. Иванов	» »
14	»	Гера-Тымский	95	»	» »
15	»	Чаятынский	95	»	» »
16	»	»	90	А. Ф. Майборода	ДВГУ, Т. К. Ковальчук
17	»	»	97		

Интрузивы, относящиеся к нижнеамурской серии — штокообразные и дайкообразные тела, нередко массивы площадью в первые сотни квадратных километров. Форма массивов в плане как изометричная, так и неправильная, часто вытянутая в направлении, совпадающем с простиранием цепочек.

Строение массивов в большинстве случаев простое, однофазное, но встречаются и сложнопостроенные многофазные тела (Аксакинский, Большереченский и др.). Контакты их, как правило, крутопадающие. Ширина контактовых ореолов не превышает 2 *км*.

Рассматриваемые интрузии формировались на небольших глубинах, что устанавливается по пространственной приуроченности их к пок-

http://jurassic.ru/

ровам близких по возрасту эффузивных пород, широкому распространению порфировидных структур.

В составе серии в порядке возрастной последовательности выделяются: габбро-диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, существенно плагиоклазовые граниты, биотит-амфиболовые граниты, биотитовые и лейкократовые граниты. Жильные породы, частью являющиеся апофизами или жильной фацией крупных интрузий, а частью относящиеся к послегранитовым дайкам, представлены гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диорит-порфиритами, спессартитами и др.

Перейдем теперь к краткой петрографической характеристике интрузивных пород серии.

Габбро-диориты. Этими породами сложены небольшие штоки в районе горы Аллочки и в пределах Ново-Троицкого массива. В последнем тело габбро-диоритов прорвано кварцевыми диоритами. Внешне габбро-диориты представляют собой темно-серые породы, содержащие до 40% темноцветных минералов. Структура их призматически-зернистая с участками гипидиоморфнозернистой. Сложены они плагиоклазом (~60%), зеленовато-бурой роговой обманкой с реликтами моноклинного пироксена (~35%), биотитом (~5%) и кварцем ~ 2%). По петрографическим особенностям эти породы стоят ближе к диоритам, чем к габбро.

Кварцевые диориты слагают Дяппинский и Ново-Троицкий массивы. На Дяппинском золото-сурьмяном месторождении тело кварцевых диоритов прорвано дайкой гранодиорит-порфиров, являющихся жильной фацией гранодиоритовых интрузий, и послегранитовыми дайками диорит-порфиритов и габбро-диоритов, а также пересечено рудными жилами. По своим особенностям кварцевые диориты близки к тоналитам (кварц до 15%). Преобладающими минералами в них являются плагиоклаз и буровато-зеленоватая роговая обманка (до 20%). В значительно меньших количествах присутствуют ортоклаз (до 7%) и биотит (до 4%). Структура пород гипидиоморфнозернистая, характеризующаяся идиоморфизмом цветных минералов по отношению к полевым шпатам и короткотаблитчатой формой кристаллов плагиоклаза.

Тоналиты широко распространены в Агние-Афанасьевском районе, а также отмечаются среди гранодиоритов в Ангочиканском и Балахойском массивах. В Агние-Афанасьевском районе отдельные штоки их прорваны дайками гранодиорит-порфиров и мелкозернистых гранитов, относящихся к жильным породам, связанным с интрузиями гранодиоритов и гранитов, а также послегранитовыми дайками диорит-порфиров и кварц-золоторудными жилами. Тоналиты — темно-серые неравномернозернистые породы, в которых количество темноцветных минералов достигает 20—25%, а кристаллы плагиоклаза обладают короткопризматическим габитусом. Структура пород гипидиоморфнозернистая с ясным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к другим минералам. Своеобразие ее заключается в том, что кристаллы плагиоклаза обладают почти квадратными сечениями, а зерна кварца имеют округлую форму. Породообразующие минералы в тоналитах представлены плагиоклазом, ортоклазом, зеленой роговой обманкой, биотитом и кварцем. По минералогическому составу они близки к кварцевым диоритам, но более богаты кварцем (до 19%).

Гранодиориты. Этими породами сложены крупные массивы, расположенные на севере Нижнего Приамурья, и относительно мелкие тела в пределах всего региона. Обращает на себя внимание то, что большинство массивов обладает простым строением и лишь в наиболее крупных (Чаятынский, Бичинский, Мангунский, Кивунский), по дан-

http://jurassic.ru/

ным Л. И. Красного, А. Ф. Майбороды, Ю. А. Иванова, Я. И. Файна и других, кроме гранодиоритов, распространены и граниты. Наиболее хорошо изученными являются массивы Ямтульский, Балахойский, Покровско-Троицкий и гора Сахарная Голова. В них установлены дайки гранодиорит-порфиров и мелкозернистых гранитов, первые из которых являются жильной фацией тех же гранодиоритовых интрузий, а вторые — более поздних интрузий гранитов. Площадь обнаженных частей изученных массивов гранодиоритов не превышает 50 *км*². По данным же аэромагнитной съемки, многие массивы соединяются на глубине, образуя крупные тела. Внешне гранодиориты представляют собой мезократовые среднезернистые породы серого цвета, иногда с розовым оттенком. Структура пород неравномернозернистая гипидиоморфнозернистая с фрагментами пойкилитовой. Короткие таблицы кристаллов обладают наивысшей степенью идиоморфизма по отношению к другим минералам породы. Сложены гранодиориты плагиоклазом, который преобладает над всеми другими минералами, кварцем, ортоклазом (или натровым ортоклазом), зеленой роговой обманкой и биотитом. Количественно-минералогический состав для разных массивов непостоянен; колебания его обусловлены главным образом различными количествами калиевого полевого шпата (от 5 до 24%) и темноцветных минералов (от 19 до 10%).

Существенно плагиоклазовые граниты слагают массив в районе Албазинских приисков. Характеризуются они резким преобладанием в своем составе плагиоклаза (50%) над ортоклазом и натровым ортоклазом (до 5%), при значительном количестве кварца (30—33%). Темноцветные минералы в них представлены биотитом (11%) и зеленой роговой обманкой, которая содержится в резко подчиненных количествах (до 1%).

Биотит-амфиболовые граниты слагают интрузивное тело в составе Сидзяпинского полигенного массива, где ими прорваны нижнемеловые хунгарийские двуслюдяные граниты. По составу эти породы близки к биотитовым и лейкократовым гранитам, но содержат до одного процента зеленой роговой обманки и значительно большее количество биотита (до 11%). Плагиоклаз в этих породах несколько преобладает над ортоклазом и натровым ортоклазом.

Лейкократовыми и биотитовыми гранитами сложены массивы, расположенные главным образом в Северном Сихотэ-Алине вблизи Центрального Сихотэ-Алиньского структурного шва (Горбилинский, Аксакинский, Уктурский, Тумнинский и др.). К северу от этого района интрузивные массивы гранитов отмечаются лишь в областях влияния глубинных тектонических зон. Так, на предполагаемом продолжении Центрального Сихотэ-Алиньского структурного шва расположены массивы Шаманский и Большереченский. В областях влияния широтных тектонических зон установлены гранитные массивы Тучкинский, мыса Александра и о-ва Рейнеке, а также, по-видимому, отдельные тела гранитов Чаятынского, Мангунского, Бичинского и Кивунского массивов. Характерно, что многие массивы либо имеют простое строение (Шаманский, Горбилинский и др.), либо в их пределах совместно с гранитами присутствуют тела более поздних по времени внедрения гранит-порфиров и мелкозернистых гранитов, являющихся жильной фацией этих гранитов (Аксакинский и Большереченский массивы). Лишь на севере Нижнего Приамурья, как уже указывалось, граниты встречаются совместно с гранодиоритами. Полигенное строение имеют Горбилинский, Аксакинский и Тумнинский массивы, т. е. те массивы, которые опять-таки расположены вблизи Центрального Сихотэ-Алиньского структурного шва. Граниты нижнеамурской серии имеют розовую или

http://jurassic.ru/

серовато-розовую окраску. Структура пород гипидиоморфнозернистая с участками пойкилитовой и гранулитовой. Характеризуются они значительным содержанием кварца (до 38%), почти равными количествами, плагиоклаза и калиевого полевого шпата (ортоклаз, натровый ортоклаз, микроклин) и незначительным содержанием биотита (до 3%).

Плагиоклазы, как правило, характеризуются зональным строением, особенно ярко проявленным в породах ранних интрузивных фаз. В габбро-диоритах, кварцевых диоритах и тоналитах обширные центральные зоны кристаллов плагиоклаза сложены основным или средним андезином № 39—45, а более узкие краевые — олигоклаз-андезином № 21—30. В преобладающем большинстве кристаллов плагиоклаза гранодиоритов, существенно плагиоклазовых и биотит-амфиболовых гранитов центральные зоны представлены андезином № 30—36, а краевые каймы — олигоклазом № 18—26. Лишь отдельные кристаллы плагиоклаза в этих породах или характеризуются незональным строением (андезин № 30—35), или наличием в центральных зонах среднего андезина № 39—43. В гранитах зональность плагиоклаза (олигоклаз № 21—25) проявлена слабо или вообще отсутствует; лишь в редких кристаллах отмечаются центральные зоны, сложенные андезином № 34—36.

Биотиты характеризуются наличием в окраске зеленоватого оттенка, интенсивность которого увеличивается от основных пород к кислым. Если в габбро-диоритах они плеохроируют от буровато-коричневого со слабым зеленоватым оттенком до светло-коричневого, то в гранитах уже от коричневато-оливкового до бледно-желтого. Показатели преломления биотитов увеличиваются от $Nm=1{,}651$ в тоналитах, до $Nm=1{,}666$ в гранитах, массивы которых расположены на севере Нижнего Приамурья и резко падают до $Nm=1{,}635$ в гранитах, массивы которых сосредоточены вблизи Центрального Сихотэ-Алиньского структурного шва.

Постоянно присутствующими во всех породах акцессорными минералами являются сфен, апатит, циркон, ортит, ильменит, магнетит; кроме того, спорадически отмечаются молибденит, галенит, оранжит, турмалин, пирит, висмутин, халькопирит. Кроме этих минералов, в гранодиоритах присутствует золото, а в гранитах — вольфрамит, золото, фергусонит, ксенотим, монацит и флюорит.

К жильной фации гранитоидных интрузий нижнеамурской серии относятся дайки гранодиорит-порфиров и существенно плагиоклазовых порфиров, а также дайки и мелкие интрузивные тела гранит-порфиров, мелкозернистых и аплитовидных гранитов. Первые из них связаны с гранодиоритами, вторые — с существенно плагиоклазовыми гранитами, а остальные — с лейкократовыми и биотитовыми гранитами. Все эти жильные породы по времени внедрения, минералогическим и химическим особенностям чрезвычайно близки к вышеописанным интрузивным породам.

К послегранитовым жильным породам, завершающим формирование нижнеамурской серии и, вероятно, происходящим из более глубинных частей магматического очага, чем граниты, с которыми они, по-видимому, генетически непосредственно не связаны, относятся кварцевые плагиопорфиры, диорит-порфириты, тоналиты, спессартиты, керсантиты, габбро-диориты, диабазы и диабазовые порфириты. Не исключено, что к этой же группе относится часть даек гранит-порфиров, мелкозернистых и аплитовидных гранитов. Послегранитовые дайки имеют широкое распространение на золоторудных объектах среди контактово-метаморфизованных осадочных пород. О взаимоотношениях этих даек

http://jurassic.ru/

между собой и с гранитами имеется мало данных. Наиболее вероятно, что последовательность образования их направлена от кислых пород к основным.

По химическому составу интрузивные породы (рис. 93) относятся к известково-щелочному типу (по А. Н. Заварицкому) и занимают приблизительно среднее положение между крайними типами известково-щелочных пород (тип Пеле и тип Этны). Большинство из них близко к средним типам пород, по Дэли, и характеризуются сравнительно невысокими содержаниями щелочей при некотором преобладании нат-

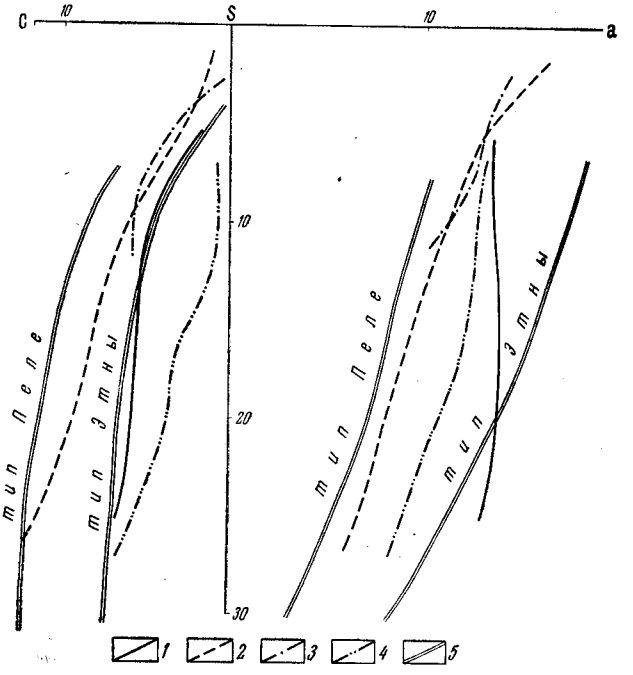


Рис. 93. Петрохимическая диаграмма интрузивных и жильных пород

Вариационные линии составов: *1* — интрузивных пород мяочанской и верхнеудоминской (нерасчлененных) серий (север Нижнего Приамурья); *2* — интрузивных пород нижнеамурской серии (Нижнее Приамурье); *3* — жильной фации гранитоидных интрузий; *4* — послегранитовых даек нижнеамурской серии; *5* — вариационные линии пород резко выраженного известково-щелочного типа (тип Пеле) и промежуточного между известково-щелочным и щелочным типами (тип Этны)

рия над калием. В процессе развития комплекса от основных пород к кислым увеличивается содержание кремнезема и калия с одновременным уменьшением титана, железа, магнезии и извести. Очень мало изменяется содержание глинозема и натрия. В ранних членах комплекса натрия содержится заметно больше калия, а в поздних — натрий и калий присутствуют почти в равных количествах. Породы жильной фации гранитоидных интрузий близки к породам соответствующих им массивов, что хорошо видно на диаграмме. В то же время послегранитовые жильные породы (анализы № 77—93, рис. 99) по химизму довольно резко отличаются от всех остальных пород комплекса; они характеризуются повышенными количествами щелочей и значительно меньшими содержаниями полевошпатовой извести.

http://jurassic.ru/

Вмещающей средой для большинства интрузивов и даек нижнеамурской серии являются однообразные песчанико-сланцевые отложения флишоидного типа юрского и мелового возраста. В самих интрузиях на контактах с вмещающими породами каких-либо гибридных краевых фаций практически не отмечается, что указывает на чрезвычайно слабое проявление процессов приконтактовой ассимиляции. В то же время воздействие самих интрузивов на вмещающие породы проявлено достаточно сильно. Ореолы контактового метаморфизма в зависимости от состава пород, слагающих тот или иной массив, и от размеров последнего имеют различную ширину. Вокруг интрузивов габбро-диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов ширина ореолов не превышает 40—50 *м*, у массивов гранодиоритов и существенно плагиоклазовых гранитов она достигает 300—400 *м*, а у тел гранитов — до 2000 *м*. В пределах контактовых ореолов выделяются экзоконтактовые зоны кварц-биотитовых и кварц-полевошпато-слюдистых роговиков, средние зоны с кордиерит-биотитовыми роговиками и узловатыми кордиеритовыми сланцами и внешние зоны сильно биотитизированных пород, постепенно сменяющихся к периферии ореолов серицитизированными песчаниками и сланцами. Из акцессорных минералов в слабоороговикованных или неороговикованных породах установлены апатит, циркон, пирит, ильменит. В роговиках к ним прибавляются гранат, шпинель, золото, арсенопирит, халькопирит (ореол контактового метаморфизма Покровско-Троицкого массива).

С нижнеамурской интрузивной серией в Северном Сихотэ-Алине (Тумнинский район) и на левобережье Амура (Пильдо-Лимурийский район) с гранитами, а на севере Нижнего Приамурья (Удыльский и Усть-Амгунский районы), возможно, и с гранодиоритами связан сложный редкометально-золоторудный комплекс, дающий промышленные концентрации золота. Этот рудный комплекс, по данным И. В. Кунаева, представляет собой генетически единый ряд, в составе которого выделяются следующие типы или стадии минерализации (от ранних к поздним): грейзеновый слабо золотоносный, редкометальный с золотом, кварц-золоторудный, кварц-карбонатно-сульфидный с золотом и кварц-антимонитовый.

Связь этого рудного комплекса с интрузиями последних фаз нижнеамурской серии установлена В. В. Руссом и И. В. Кунаевым на основании следующих критериев: одновозрастности интрузий и оруденения; приуроченности интрузий и оруденения к одним и тем же зонам позднемеловых геосинклинальных прогибов; пространственной (структурная) связи оруденения с интрузиями и дайками; зонального расположения различных типов минерализации по отношению к интрузиям гранитного состава; сравнимых глубин формирования интрузий и оруденения; однотипности рассеянной постмагматической минерализации вокруг интрузий гранитов с минерализацией рудных объектов; общих минералого-петрографических и геохимических особенностей, характерных как для интрузивных пород, так и для редкометально-золоторудного комплекса. Перечисленные типы минерализации накладываются на все интрузивные и связанные с ними жильные породы нижнеамурской серии. Взаимоотношения же оруденения с послегранитовыми дайками более сложные. По-видимому, большинство из этих даек является или внутрирудными или дорудными. Наиболее высокотемпературный тип минерализации, обусловленный процессом магматической дистилляции (грейзены), проявился до внедрения даек диорит-порфиров и спессартитов (Тумнинский район), а собственно гидротермальные типы наложились на все послегранитовые дайки (Албазинский и Агние-Афанасьевский районы).

http://jurassic.ru/

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ-РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

На севере Нижнего Приамурья в эту нерасчлененную группу входят интрузии, которые южнее широты оз. Удыль расчленены на две интрузивные серии — мяо-чанскую (конец позднего мела) и верхне-удоминскую (ранний палеоген), чрезвычайно близкие друг к другу по составу пород и другим особенностям. Не исключено также, что среди интрузивных пород здесь имеются интрузии, относящиеся и к прибрежной серии.

К мяо-чанской и верхне-удоминской интрузивным сериям относятся породы Чульбатского массива и других, расположенных к северо-западу от него в бассейне р. Амгуни и ряд массивов в восточной части Нижнего Приамурья (см. рис. 92). Первые из них находятся в области предполагаемого продолжения Центрального Сихотэ-Алиньского структурного шва, а все остальные приурочены к Прибрежной вулканогенной зоне и, по-видимому, контролируются структурным швом и оперяющими его разломами.

Возраст интрузий устанавливается как позднемеловой-раннепалеогеновый. По данным Ю. А. Иванова, Я. И. Файна, Л. А. Кесслер и других исследователей, Кумлинский, Маркрамский, Бикчи-Ульский и другие массивы имеют эруптивные контакты с палеоценовыми средними эффузивами и перекрываются эоценовыми андезитами. Абсолютный возраст гранитов и кварцевых монцонитов в среднем 75 млн. лет (табл. 25), что значительно меньше средних цифр абсолютного возраста интрузивных пород нижнеамурской серии (см. выше).

Таблица 25

Абсолютный возраст пород верхне-удоминской серии

№ пп.	Порода	Массив	Абсолютный возраст в млн. лет (калий-аргоновый метод)	Автор	Лаборатория
1	Гранит	Бикчи-Улский	70	Ю. А. Иванов	ВСЕГЕИ, Н. И. Полевая
2	»	»	70	»	То же
3	»	Гырманский	85	»	» »
4	»	Кумлинский	65	»	» »
5	Кварцевый монцонит	Березовский	71	А. Ф. Майборода	ДВГУ, Т. К. Ковальчук
6	То же	»	85	»	То же

Среди интрузивных пород, относимых к этой возрастной группе, по материалам А. Ф. Майбороды, Ю. А. Иванова, Я. И. Файна, О. Н. Кабакова, В. В. Русса (Чульбатский массив) и других, выделяются габбро, габбро-монцониты, диориты, кварцевые монцониты, монцонито-гранодиориты и гранодиориты, умеренно кислые и аляскитовые граниты. По минералогическому составу, химизму, акцессорным минералам и элементам-примесям они тождественны породам мяо-чанской и верхне-удоминской интрузивных серий.

Из этой группы несколько лучше изучен самый северный Бикчи-Улский массив *, значительная часть которого обнажается в береговых утесах Сахалинского залива.

* Описание массива дано по А. Д. Рыбаковой.

http://jurassic.ru/

Массив имеет в плане грубо овальную форму и вытянут в северо-восточном направлении. Длина его в два с лишним раза превышает ширину. Площадь около 500 *км*^{2} (30—36×12—18 *км*). Контуры массива в плане имеют извилистые очертания, часто с глубоко вдающимися во вмещающие породы апофизами. Вокруг наблюдаются многочисленные мелкие тела (до 1—2 *км*^{2}) гранитоидов, являющиеся, по-видимому, апофизами большого интрузивного тела. Нередко встречаются остатки кровли ороговикованных вмещающих осадочных и эффузивных пород, что указывает на относительно незначительную глубину эрозионного среза массива.

Вмещающие породы представлены песчано-сланцевыми отложениями нижнемелового возраста, верхнемеловыми кварцевыми порфирами и андезитами и андезито-дацитами палеоцена. Все эти породы на контакте с гранитоидами Бикчи-Улского массива сильно ороговикованы. На размытой поверхности массива залегают базальты эоценового возраста, не несущие следов контактового метаморфизма.

В 2,5 *км* к северо-западу от мыса Литке в небольшом распадке наблюдался контакт гранитов с остатками кровли песчано-сланцевых отложений, превращенных в биотитовые роговики.

В 4 *км* к западу-юго-западу от мыса Литке граниты контактируют с ороговикованными брекчированными туфами кварцевых порфиров. В некоторых обломках кварцевых порфиров (из брекчии) отмечаются неправильные включения, напоминающие прожилки гранитоидов, что, по-видимому, свидетельствует об инъекционном характере контакта. В юго-юго-западной части массива, в районе горы Сахарная Голова лейкократовые граниты контактируют с ороговикованными андезито-дацитами и туфами андезитов, залегающими в виде остатков кровли массива. Ширина зоны контактового метаморфизма вокруг массива варьирует от 0,2—0,3 до 2 *км*.

Бикчи-Улский массив сложен диоритами, гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, гранитами, лейкократовыми гранитами и аплитовидными гранитами. Переходы между различными породами постепенные. Более основные породы (кварцевые монциониты, диориты, гранодиориты) тяготеют к периферии массива, внутренние же части массива сложены более кислыми разностями.

Преимущественно гранитами сложена северо-восточная часть массива. Среди них выделяются роговообманково-биотитовые, биотит-роговообманковые, биотитовые, роговообманковые и пироксеново-роговообманковые граниты. Вблизи тектонических нарушений часто отмечаются сильно катаклазированные граниты. Гранодиоритами сложена преимущественно западная и северо-западная части массива. Среди них по темноцветным минералам выделяются те же разновидности, что и среди гранитов. Граниты, обогащаясь темноцветными минералами, постепенно переходят в гранодиориты. Последние иногда дают переходы к кварцевым диорит-монцонитам.

Часто встречаются неравномернозернистые или порфировидные граниты и гранодиориты, приуроченные, как правило, к апикальным частям массива.

Лейкократовые граниты развиты в юго-восточной части массива, образуя два обособленных участка площадью до 30—45 *км*^{2}. Это светло-серые, почти белые, породы, местами имеющие крупнокристаллическое строение. Взаимоотношения лейкократовых гранитов с гранитами и гранодиоритами не наблюдались. Скорее всего они относятся к более поздней интрузивной фазе.

Бикчи-Улский массив гранитоидов сопровождается многочисленными и разнообразными по своему составу дайками и жилами. Наи-

http://jurassic.ru/

большее их число установлено в обрывах побережья Сахалинского залива. Дайки представлены гранит-порфирами, диорит-порфиритами, долеритами, спессартитами, серпентинитами. Часто отмечаются прожилки аплитов и пегматитов. Последние образуют небольшие линзочки или шлировые выделения, а в верховьях руч. Тропикова жилы с крупными кристаллами мориона.

С интрузиями позднемелового — раннепалеогенового возраста пространственно, а возможно и генетически, связаны на севере Нижнего Приамурья золотая, полиметаллическая, молибденовая, оловянная и другая редкометальная минерализации.

Итак, в Нижнем Приамурье и прилегающих с юга районах Северного Сихотэ-Алиня выделяются пять интрузивных серий: хунгарийская (середина раннего мела), нижнеамурская (поздний мел), мяо-чанская или бачелазская (конец позднего мела), верхне-удоминская (ранний палеоген) и прибрежная (эоцен — олигоцен).

На севере Нижнего Приамурья пока удалось выделить только две возрастные группы интрузий: позднемеловую (нижнеамурская серия) и позднемеловую — раннепалеогеновую (мяо-чанская и верхне-удоминская нерасчлененные серии).

В составе нижнеамурской серии выделены габбро-диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, умеренно кислые и лейкократовые граниты, т. е. почти все промежуточные по составу породы от габбро-диоритов до гранитов. Породы различных интрузивных фаз в целом характеризуются признаками комагматичности, к которым относятся: общее повышенное содержание кварца, преобладание натрия над калием, сходный набор главных акцессорных минералов и т. д. С нижнеамурской серией связано редкометально-золотое оруденение. Развитие этой серии, по-видимому, обусловленное процессами эволюции глубинного магматического очага, протекало в направлении от основных пород к кислым и закончилось гидротермальным рудным процессом. Редкометально-золотое оруденение генетически связано с лейкократовыми гранитами (на севере Нижнего Приамурья, возможно, и с гранодиоритами), а пространственно (структурно) — со всеми другими интрузивными и жильными породами. Интрузии нижнеамурской серии и редкометально-золоторудные месторождения и проявления приурочены к зонам позднемеловых геосинклинальных прогибов, в пределах которых их размещение контролируется разломами, оперяющими глубинные тектонические зоны (структурные швы).

К мяо-чанской и верхне-удоминской (нерасчлененным) интрузивным сериям, по-видимому, относятся интрузии габбро, габбро монцонитов, диоритов, кварцевых монцонитов, монцонито-гранодиоритов и гранодиоритов, умеренно кислых и аляскитовых гранитов. С этими интрузивными комплексами на севере Нижнего Приамурья, вероятно, связана полиметаллическая, оловянная, молибденовая и отчасти золотая минерализация.

Химические составы интрузивных пород обеих возрастных групп значительно отличаются друг от друга. Если породы нижнеамурской серии относятся к известково-щелочному типу и из щелочей в них преобладает натрий, то породы мяо-чанской и верхне-удоминской (нерасчлененных) серий являются подчеркнуто «калиевыми» и занимают промежуточное положение между известково-щелочным и щелочным типами. Характерно, что щелочность не только интрузивных, но даже и жильных пород нижнеамурского комплекса (см. рис. 93, «а», «s») ниже, чем щелочность интрузивных пород мяо-чанского и верхне-удоминского (нерасчлененных) комплексов.

http://jurassic.ru/

ЭКСТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Несмотря на исключительно важную роль экструзий в процессах формирования месторождений различных видов полезных ископаемых, изучены они в пределах Хабаровского края и Амурской области весьма слабо. Сведения о них получены в результате проведения геологической съемки и поисково-разведочных работ. Причем к настоящему времени имеются некоторые данные лишь об экструзиях позднемезозойско-кайнозойского возраста. Сведения о более древних образованиях либо отсутствуют совсем, либо они слишком отрывочны и схематичны.

Закономерности пространственного размещения экструзий во многом остаются еще не выясненными. В целом ряде случаев тем не менее удается подметить приуроченность экструзивных массивов к зонам глубинных разломов (структурных швов). Причем нередко в зоне одного и того же глубинного разлома или структурного шва можно наблюдать экструзивные тела различного состава и возраста.

Так, вдоль Восточно-Сихотэ-Алиньского (Приморского) структурного шва локализуются экструзивные тела позднемелового, неогенового и палеогенового возрастов. В зоне структурного шва, опоясывающего Буреинский массив, имеются экструзии ранне- и позднемелового возрастов. Во внутренних частях Сихотэ-Алиньской складчатой области экструзии контролируются менее крупными зонами разлома.

Известные в пределах рассматриваемой территории экструзивные образования объединены в четыре группы, каждая из которых характеризуется приуроченностью к определенной структурно-тектонической зоне. Эти группы следующие: 1. Хингано-Буреинская; 2. Амгунская; 3. Нижне-Амурская; 4. Восточно-Сихотэ-Алиньская.

ХИНГАНО-БУРЕИНСКАЯ ГРУППА ЭКСТРУЗИЙ

Хингано-Буреинская группа экструзий включает магматические тела, выполняющие подводящие каналы меловых эффузивов. Последние укладываются в неширокую прерывистую дугообразно изгибающуюся полосу, протягивающуюся от Малого Хингана через район р. Яурина и хр. Нони в бассейн среднего течения р. Буреи. Структура эффузивно-экструзивного комплекса определяется здесь, очевидно, зонами разлома.

Наибольшее количество экструзивных тел и вулканических центров известно на Малом Хингане и в бассейне р. Яурина. Слабее они изучены в других районах рассматриваемой полосы.

Среди экструзивов Малого Хингана наиболее типичным и лучше изученным является Хинганский, вмещающий одноименное оловорудное месторождение. По данным исследований М. И. Ициксона, Г. В. Ициксон, Д. В. Рундквиста, П. Н. Кошмана, В. А. Кузьмичева и других. Хинганский экструзив представлен гранит-порфирами, слагающими ядро куполообразной антиклинали, крылья которой сложены кварцевыми порфирами (рис. 94). М. И. Ициксон трактует форму экструзива как сочетание многоэтажных горизонтальных или пологонаклонных тел, внедрившихся по плоскостям расслоения вмещающего эффузивного комплекса, со связывающими их вертикальными или крутонаклонными телами. Он считает, что форма Хинганского экструзива в общих чертах имеет сходство с «решетчатыми» интрузиями, характерными для краевых частей платформы или областей их перехода в складчатые зоны. Большую роль в формировании экструзива играли, несомненно, тектонические нарушения, приведшие к созданию ослабленных зон двух основных направлений — близмеридионального и близширотного, которые и определили крестообразную форму выхода жерловых гранит-порфиров на поверхность (рис. 95).

http://jurassic.ru/

Предполагается, что формирование покрова кварцевых порфиров и экструзии гранит-порфиров происходили приблизительно одновременно. В пользу близкоодновременного их образования В. Н. Котляр, Н. Н. Соловьев и Н. Д. Тихонов (1963) приводят следующие данные: 1) иногда наблюдающиеся постепенные переходы между гранит-порфирами и кварцевыми порфирами, 2) отсутствие контактовых измене-

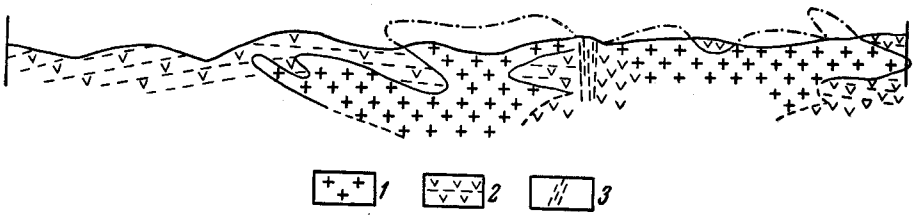


Рис. 94. Геологический разрез через Хинганский экструзив гранит-порфиров (по Г. В. Ициксон и Д. В. Рундквисту)

1 — гранит-порфиры; *2* — кварцевые порфиры; *3* — рудоконтролирующая тектоническая зона

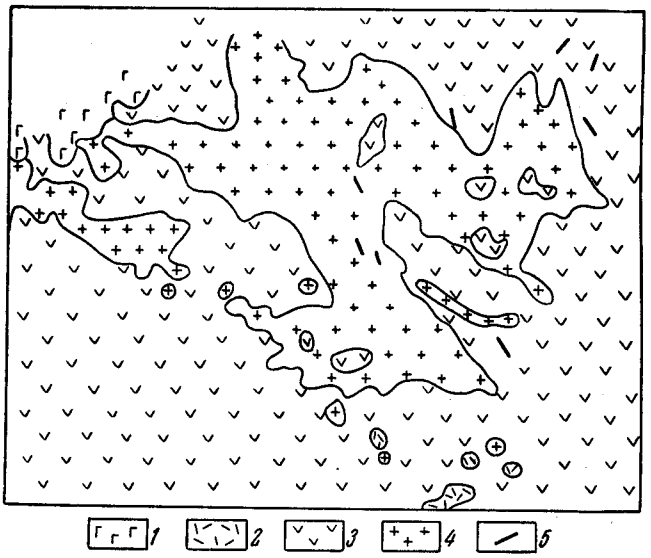


Рис. 95. Схема геологического строения Хинганского экструзива гранит-порфиров (по В. А. Козлову и И. С. Щербинину)

1 — базальты; *2* — туфы кварцевых порфиров; *3* — кварцевые порфиры; *4* — гранит-порфиры; *5* — зоны окварцевания

ний в кварцевых порфирах, 3) растрескивание области контакта как единой монолитной породы, 4) общность оптических свойств калиевого полевого шпата, 5) присутствие одинаковых акцессориев, 6) сходство химических составов этих двух пород.

В противоположность этим данным Г. В. Ициксон (1959) указывает, что контакты гранит-порфиров с вмещающими кварцевыми порфирами отчетливо секущие.

Гранит-порфиры, слагающие экструзии, представляют собой серые породы с голубоватым или желтоватым оттенком. Структура их отчетливо порфировая благодаря обильным вкрапленникам полевых шпатов размером до 1 *см* и кварца (до 0,5 *см*). Цветные минералы в гранит-

https://jurassic.ru/

порфирах не сохранились — они замещены хлоритом в результате процессов автометаморфизма. Вкрапленники составляют в среднем около 50% объема породы, но очень часто встречаются участки, где количество вкрапленников еще больше. Основная масса микрогранитовая или аплитовая с размером зерен до 0,3—0,4 *мм*. Минеральный состав гранит-порфиров следующий (Ициксон и др., 1959): ортоклаза 30—40%, кислого плагиоклаза до 30%, кварца 30—35%, хлоритовых псевдоморфоз по цветному минералу 2—5%. Акцессорные минералы представлены рутилом, цирконом, апатитом, монацитом и ортитом. В ничтожных количествах присутствует касситерит, содержание которого в массе породы столь незначительно, что он не улавливается спектральным анализом, а установлен лишь в отдельных протолочках. В качестве постериорных минералов наблюдаются эпидот, хлорит, серицит, изредка карбонат.

По химическому составу гранит-порфиры обнаруживают почти полную аналогию с химическим составом вмещающих кварцевых порфиров. Для тех и других наиболее характерны следующие две особенности: 1) в гранит-порфирах и в кварцевых порфирах калий в весовом отношении преобладает над натрием; 2) всем породам свойственно резкое обеднение полевошпатовой известью.

Как указывалось, к описанному экструзиву приурочено Хинганское оловорудное месторождение. Столбообразные оловорудные тела контролируются трубами, выполненными брекчиями. Эти брекчии моложе гранит-порфиров и кварцевых порфиров. По данным М. И. Ициксона (1947), они взрывного происхождения. Брекчиевые трубы в горизонтальном сечении имеют форму эллипса с размерами осей от десятков до первых сотен метров. Прослежены они на глубину 800—900 *м*. Верхняя часть брекчиевых труб воронкообразная, нижняя — цилиндрическая. Контакт трубчатых тел с вмещающими породами резкий, неровный, эруптивный.

Эксплозионные брекчии трубчатых тел и вмещающие их гранит-порфиры и кварцевые порфиры подверглись интенсивному изменению. Наблюдается зональное расположение гидротермально измененных пород относительно центров обильной минерализации брекчиевых труб. В центральных частях развиты кварц-серицитовые породы, по периферии измененные породы представляют кварц-серицит-хлоритовую зону, за которой наблюдается слабая серицитизация, хлоритизация, карбонатизация пород.

Геологические данные, развитие брекчиевых, крустификационных и кокардовых текстур указывают на близповерхностное (порядка нескольких сотен метров) формирование месторождения.

Интересны экструзии, известные в бассейне рек Джалинды и Мал. Олоно, где широко развиты меловые кварцевые порфиры, перекрытые маломощным горизонтом кислых туфов. Кварцевые порфиры этого района являются полнейшим аналогом кварцевых порфиров и гранит-порфиров Хингано-Олонойского района и представляют собой экструзив, имеющий грибообразную форму и сложное строение: в нем намечается две фации — относительно глубинная и приповерхностная. Формирование экструзии кварцевых порфиров, по мнению Г. В. Ициксон и других (1959), происходило на малых глубинах. Эта глубина определяется маломощной (не более 300 *м*) пачкой «пестрых» туфов, представителем которых на участке является горизонт кристалло-кластических кислых туфов. При этом не исключается возможность, что верхние части экструзии достигали дневной поверхности.

Специфической и очень устойчивой особенностью кварцевых порфиров экструзива является своеобразный катаклаз. В глубинной фации

http://jurassic.ru/

кварцевых порфиров он выражен слабо и проявлен только в раздроблении вкрапленников кварца. По мере приближения к кровле интенсивность катаклаза усиливается, что выражается в появлении многочисленных мелких зон тончайшего продрабливания пород. Максимальное развитие катаклаз получает в приповерхностной фации. Приповерхностная фация кварцевых порфиров, т. е. «кора экструзива», оказывается пронизанной множеством неправильных жилообразных ветвящихся участков продрабливания, сложенных тонкоразмельченным материалом, в состав которого входят обломки окружающих кварцевых порфиров.

Разбирая все возможные варианты происхождения участков продрабливания, Г. В. Ициксон пришла к выводу, что они являются следствием специфических особенностей внедрения и формирования экструзии. Этим объясняется приуроченность катаклаза исключительно к телу экструзива, постепенное нарастание интенсивности и экстенсивности его по направлению к верхним прикровельным частям экструзива и максимальное развитие в приповерхностной (прикровельной) фации. Предполагается, что продрабливание кварцевых порфиров могло быть обусловлено совокупностью двух причин: во-первых, как результат механического воздействия давления поднимающейся магматической «колонны», неуравновешиваемой грузом вышележащей пачки пород; во-вторых, как результат повышенного содержания летучих в прикровельной части экструзива.

Ниже приводится краткая характеристика наиболее ярко выраженных петрографических и петрохимических черт экструзивных кварцевых порфиров глубинной и приповерхностной фаций.

Глубинная фация, по данным Г. В. Ициксон, распространена ниже абсолютной отметки 800 *м*. Слагающие ее кварцевые порфиры по совокупности петрографических особенностей весьма близки к интрузивным гранит-порфирам Хингано-Олонойского района. Во внешнем облике рассматриваемых пород весьма примечательна основная масса, в которой невооруженным глазом можно местами уловить кристаллическое очень тонкозернистое сложение. Наиболее отчетливо эта особенность пород устанавливается при микроскопическом их изучении. Структура пород порфировая. Вкрапленники представлены кварцем и полевыми шпатами. Среди последних резко преобладает калиевый полевой шпат. Вкрапленники полевых шпатов образуют гломеропорфировые выделения. Кроме того, нередко встречается серийно-порфировая структура, характеризующаяся тем, что в породе присутствуют зерна, дающие по размерам все переходы от основной массы к вкрапленникам.

Основная масса наиболее глубинных порфиров рассматриваемой фации представляет собой полнокристаллический агрегат кварца и полевого шпата микропойкилитовой структуры. Местами встречаются участки с псевдосферолитовой структурой основной массы. Намечается тенденция возрастания роли псевдосферолитовой структуры по мере продвижения к верхним частям.

Текстура пород обычно массивная, сравнительно редко наблюдается слабо выраженная флюидальная текстура, проявившаяся лишь на отдельных участках в виде узких полос.

Обычными акцессорными минералами являются циркон, рутил, реже апатит и монацит. Среди вторичных минералов широким распространением пользуется зеленая биотитовая слюдка, образующая сноповидные и розетковидные тонкопластинчатые агрегаты по вкрапленникам калиевого полевого шпата и кучные мелкозернистые скопления в основной массе.

По мере продвижения кверху петрографические особенности кварцевых порфиров меняются. Микропойкилитовая основная масса стано-

http://jurassic.ru/

вится более неравномернозернистой и тонкозернистой. Псевдосферолитовые срастания кварца и полевого шпата уже не слагают сплошные участки, а возникают лишь отдельные псевдосферолиты, разобщенные друг от друга. Породы постепенно приобретают облик обычных покровных кварцевых порфиров. Для приповерхностной фации кварцевых порфиров характерно несравненно бóльшее распространение и бóльшая интенсивность катаклаза, чем в глубинной фации. Здесь раздробленность вкрапленников кварца и полевого шпата становится уже постоянным признаком. Постоянным становится также присутствие многочисленных участков тончайшего размельчения пород, получающих максимальное развитие.

По химическому составу рассматриваемые породы, как и аналогичные образования Хингано-Олонойского района, характеризуются чрезвычайно низким содержанием кальция, магния и железа, а также резким преобладанием калия над натрием.

К описанному экструзиву приурочено месторождение деревянистого касситерита. Последний находится среди гидротермально измененных кварцевых порфиров экструзива. Ведущим типом изменения пород является метасоматическое окварцевание, сопровождаемое серицитизацией.

В последнее время получены сведения, указывающие на несомненно более широкое, чем это сейчас известно, распространение экструзивных образований на Малом Хингане. В частности, имеются указания (А. В. Палагин, Ю. И. Никитин и др.) на широкое развитие вулканических аппаратов и экструзий в бассейнах рек Хингана, Мал. и Бол. Сололи. Вулканические аппараты здесь представляют собой конусообразные, расширяющиеся кверху жерловины, заполненные псефитовыми витрокластическими туфами (эксплозионными брекчиями?), а экструзивы — штокообразными, грибообразными телами, силлами и дайками витролипаритов и обсидианов. Нередко к таким телам приурочены оловянные рудопроявления. Слагающие экструзивы витролипариты и обсидианы иногда представляют собой перлитовое сырье.

Большой интерес представляют яуринские вулканы, приуроченные в бассейне р. Яурина к разобщенным полям меловых вулканических образований. В пределах этих полей покровы эффузивов почти нацело эродированы и сохранились лишь в тех фациях, которые близки к некковым, или в виде типичных некков (Ициксон и Чеботарев, 1961).

В 1963 г. В. И. Волковым установлено, что среди Яуринского поля эффузивов широко развиты куполовидные вулканы, характеризующиеся относительно небольшой степенью эродированности: наблюдению доступны здесь не только жерловины вулканов, но и нижние части вулканических куполов, а также наземные лавовые потоки. Общая величина эрозионного среза вулканических аппаратов, по В. И. Волкову, не превышает 250—350 *м*.

В целом Яуринское поле рассматривается упомянутым автором как группа близко расположенных куполовидных вулканов со слившимися воедино, сравнительно малопротяженными (1—1,5 *км*) лавовыми потоками (рис. 96). Формирование этих вулканов происходило в две фазы вулканической активности: в первую фазу образовались вулканические купола и лавовые потоки, сложенные средневкрапленниковыми, а во вторую крупновкрапленниковыми кварцевыми порфирами.

При формировании куполовидных вулканов первой фазы решающую роль играли разломы северо-восточного простирания, около которых группировались основные центры вулканической деятельности. Образование куполовидных вулканов происходило, очевидно, в наиболее ослабленных участках, каковыми являются места пересечения контро-

http://jurassic.ru/

лирующих северо-восточных разломов с разрывами субмеридионального и субширотного направления. Большинство вулканов сохранило останцы эродированных куполов и только в долине р. Яурина эрозией вскрыты жерловины вулканов, представленные крутопадающими дайкообразными телами.

Вулканические купола, сформировавшиеся во вторую фазу, контролируются теми же разрывными нарушениями, но они имеют более локальное распространение, тяготея к северо-восточной окраине Яуринского поля. Здесь они совместно с отходящими от них лавовыми пото-

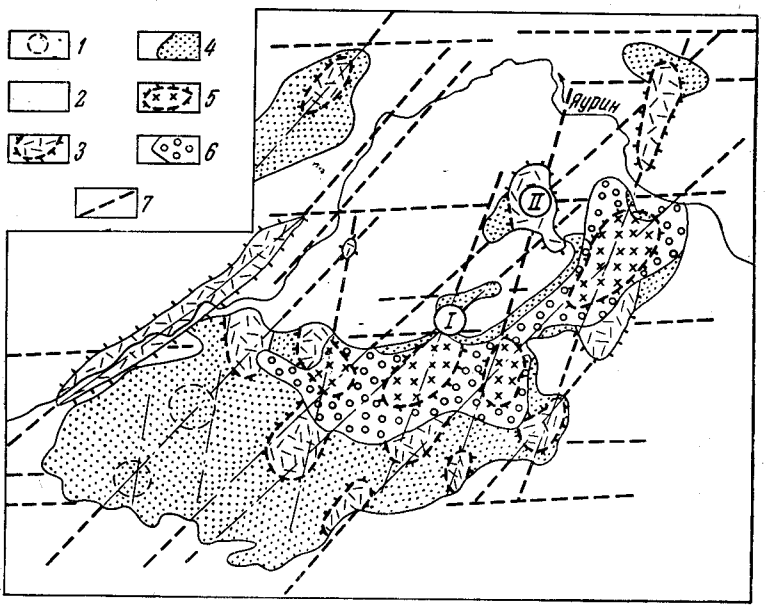


Рис. 96. Схема размещения яуринских вулканов (по В. И. Волкову)

I и *II* — детально изученные вулканы; *1* — предполагаемые слабо эродированные вулканические купола; *2* — древние кристаллические породы фундамента; *3—4* — средневкрапленниковые кварцевые порфиры: *3* — участки с крутой (45—85°) флюидальностью; *4* — участки с пологой (5—30°) флюидальностью; *5—6* — крупновкрапленниковые кварцевые порфиры: *5* — участки с крутой флюидальностью, *6* — участки с пологой флюидальностью; *7* — тектонические разрывы

ками выполняют крупное кальдерообразное опускание площадью около 10 *км*^{2}, глубина которого возрастает в направлении с юга на север.

Отмечается тесная пространственная связь куполов, сложенных крупновкрапленниковыми кварцевыми порфирами, с более древними куполами первой фазы, оказавшимися частично разрушенными во вторую фазу, либо частично перекрытыми лавовыми потоками крупновкрапленников кварцевых порфиров.

Среди яуринской группы куполовидных вулканов В. И. Волковым детально изучены два вулкана, расположенные в северо-восточной части поля. Формирование их связано с первой фазой вулканической активности и произошло в узлах, сочленения северо-восточных разломов с разломами субмеридионального и субширотного простираний.

Первый куполовидный вулкан выделяется в современном рельефе в виде конусовидной горы с относительным превышением около 150 *м* и крутизной склонов порядка 10—15°. Сохранившаяся от эрозии наземная часть вулкана имеет в плане форму неправильного овала, вытянутого в субмеридиональном направлении, с размерами продольной и поперечной осей соответственно 800 и 500 *м* (рис. 97). С глубиной

http://jurassic.ru/

экструзив резко сужается, переходя в дайкообразную жерловину того же простирания, мощность которой на горизонте 435 *м* уменьшается до 120—150 *м*. В вертикальном разрезе жерловина имеет асимметричную воронкообразную форму. В глубоких частях жерловины наблюдается крутое (вплоть до вертикального) залегание флюидальности в кварцевых порфирах, которое веерообразно расходится кверху, подчеркивая асимметричную форму жерловины, и близ поверхности (горизонт 685 *м*), у восточного контакта последней, резко выполаживается (до 10—15°), изменяя падение на обратное. Такой резкий перегиб флюидальности соответствует, очевидно, переходу собственно жерловины в наземный купол.

Южная часть Первого вулкана разрушена в последующую фазу в связи с формированием нового вулканического купола, центр которого оказался смещенным к юго-западу приблизительно на 1 *км*. Внутреннее строение этого нового купола изучено недостаточно. Установлено, что слагающие его крупновкрапленниковые кварцевые порфиры отличаются от средневкрапленниковых более раскристаллизованной основной массой, обилием крупных гломеропорфировых выделений полевых шпатов и присутствием многочисленных гомеогенных включений микропегматитового строения. Северо-восточный контакт купола имеет крутое падение на юг, с которым совпадает и ориентировка поверхностей течения в крупновкрапленниковых кварцевых порфирах. Здесь же сохранился невыдержанный (видимая мощность 0,5—3,0 *м*) горизонт агломератовых лав крупновкрапленниковых кварцевых порфиров с вулканическими бомбами и лапиллями, представляющий собой, вероятно, останец мантии образовавшегося во вторую фазу вулканического купола.

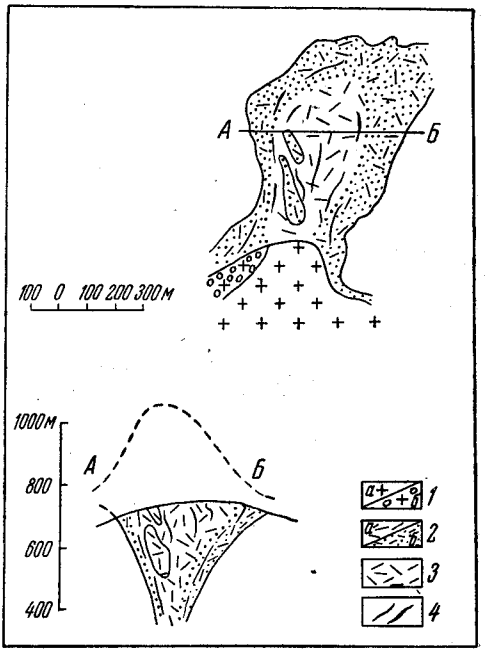


Рис. 97. Схема строения Первого куполовидного вулкана (по В. И. Волкову)

1 — крупновкрапленниковые кварцевые порфиры: *а* — эродированный купол и *б* — агломератовый поток; *2* — средневкрапленниковые кварцевые порфиры: *а* — серые фации ядра и *б* — краевой фации: *3* — красновато-фиолетовые и темно-серые; *4* — флюидальность

Среди средневкрапленниковых кварцевых порфиров, слагающих Первый куполовидный вулкан, по внешнему облику и относительной последовательности внедрения выделяются красновато-фиолетовые, темно-серые и серые разности. Наиболее распространены серые кварцевые порфиры, среди которых в виде мелких ксенолитов и блоков размером до 150—200 *м* в поперечнике присутствуют более ранние красновато-фиолетовые и темно-серые кварцевые порфиры. В серых кварцевых порфирах на контактах с блоками ранних разновидностей наблюдается пятнистая окраска с разводами и прерывистыми полосами и лишь иногда заметна очень тонкая (1—2 *см*) корочка закалки. Это обстоятельство, а также очень большое сходство минералогического и химического составов свидетельствуют об отсутствии длительного перерыва

http://jurassic.ru/

между образованием отдельных разновидностей средневкрапленниковых кварцевых порфиров. Вероятно, формирование Первого куполовидного вулкана происходило в течение непрерывного акта внедрения вязкой магмы, сопровождавшегося неоднократным взламыванием затвердевших верхних частей растущего купола, что и привело к образованию нескольких разновидностей средневкрапленниковых кварцевых порфиров.

Среди серых кварцевых порфиров выделяются фация ядра и краевая фация. Кварцевые порфиры первой фации развиты в центральной части рассматриваемого вулкана. Они отличаются массивной текстурой, слабо различимой макроскопически флюидальностью, криптоаллотриоморфнозернистой и фельзитовой структурой основной массы. Кварцевые порфиры краевой фации образуют в периферических частях жерловины и купола зону, ширина которой возрастает от 30—50 *м* на глубоких горизонтах жерловины до 100 и более метров на более высоких уровнях. Для них характерны плитчатая отдельность, флюидальная полосчатая текстура и микрофельзитовая основная масса.

В эндоконтактах жерловины наблюдается кора закалки мощностью 30—50 *см;* часто здесь развиваются автобрекчии, состоящие из округлых обломков взломанной коры закалки, сцементированных лавой того же состава. Помимо этого повсеместно на контактах кварцевых порфиров с вмещающими породами образуются зоны интенсивной аргиллитизации мощностью до 1,5—2,5 *м*.

Второй куполовидный вулкан, так же как и Первый, выделяется в рельефе в виде обособленной с несколько усеченной вершиной конусообразной горы, имеющей относительное превышение примерно 200 *м*. Северный и южный ее склоны крутые — до 25—35°, западный и восточный более пологие — 5—10°. Сохранившийся от размыва вулканический аппарат в плане имеет форму, близкую к прямоугольному треугольнику (рис. 98). Общая площадь, занимаемая средневкрапленниковыми кварцевыми порфирами, среди которых выделяются те же разновидности, что и для Первого вулкана, около 1,7 *км*^{2}.

В сохранившейся постройке Второго вулкана довольно четко различаются эродированный купол и отходящий от него в юго-западном направлении языкообразный лавовый поток. Последний имеет длину около 800 *м* и заполняет древнюю долину. Кварцевые порфиры потока отличаются очень пологой (5—15°) флюидальностью, простирание которой меняется в широких пределах, видимо, повторяя особенности строения древней долины. Мощность лавового потока колеблется от 150 до 20—30 *м,* сокращаясь по мере удаления от купола. В основании потока прослеживается горизонт красновато-фиолетовых кварцевых порфиров мощностью 20—50 *м*. Переход от них к залегающим выше серым кварцевым порфирам постепенный, свидетельствующий об отсутствии длительного перерыва между их формированием.

Вулканический купол в плане имеет форму почти правильного овала, несколько вытянутого в северо-западном направлении, продольная и поперечная оси которого соответственно составляют 1300 и 700 *м*. Строение подземной части купола довольно сложное. Основная жерловина смещена к его восточному краю и представляет собой (на глубоких горизонтах) дайкообразное тело с крутыми контактами, имеющее субмеридиональное простирание, протяженность 900 *м* и мощность около 250 *м*. Ближе к поверхности контакты жерловины выполаживаются до 25—30° и соответственно увеличиваются ее размеры. Эта основная жерловина осложнена северо-западной побочной «ветвью», которая представляет собой систему сближенных, соединяющихся друг с другом даек серых кварцевых порфиров, выполняющих мощную (до

http://jurassic.ru/

100 *м*) зону дробления. Ориентировка флюидальности в кварцевых порфирах находится в полном соответствии с внутренним строением купола и отражает сложную форму его жерловины.

Вулканический купол сложен в основном серыми средневкрапленниковыми кварцевыми порфирами. Более ранние красновато-фиолетовые разности сохранились в основании купола, а также в жерловине в виде крупных блоков размером до 150—200 *м* в поперечнике. Небольшие ксенолиты темно-серых кварцевых порфиров обнаружены только в жерловине. Серые кварцевые порфиры побочной ветви жерловины

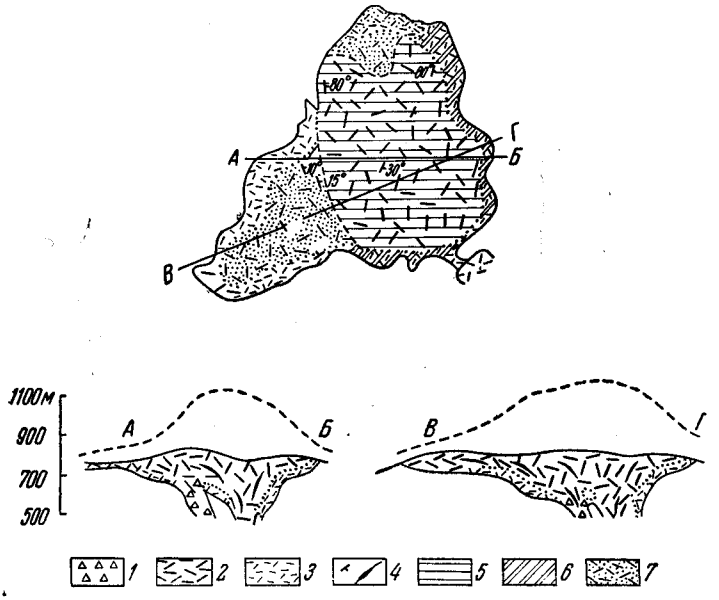


Рис. 98. Схема строения Второго куполовидного вулкана (по В. И. Волкову)

1 — эксплозивная брекчия серых кварцевых порфиров; *2* — серые кварцевые порфиры; *3* — красновато-фиолетовые кварцевые порфиры; *4* — флюидальность; *5* — купол серых кварцевых порфиров; *6* — останец купола красновато-фиолетовых кварцевых порфиров; *7* — лавовый поток

отличаются обилием ксенолитов пород фундамента и более ранних разновидностей кварцевых порфиров, напоминая типичную эксплозивную брекчию.

Особенности строения Второго куполовидного вулкана позволяют предполагать, что внедрение магмы, как и при формировании Первого вулкана, произошло в узле сочленения крупного северо-восточного разлома с тектоническими нарушениями субмеридионального и субширотного направлений.

Среди петрографических особенностей кварцевых порфиров обращает на себя внимание сходство минералогического состава кварцевых порфиров обеих фаз, широкое развитие серийно-порфировых структур (наличие переходов по размеру зерен от основной массы к вкрапленникам), преобладание во вкрапленниках калиевого полевого шпата над вкрапленниками кварца и плагиоклаза, широкое развитие фельзитовой и микрогранулитовой структур основной массы.

По химическому составу рассматриваемые кварцевые порфиры характеризуются пересыщенностью по сравнению со средним типом риолита, по Дели, глиноземом, пониженным содержанием полевошпа-

http://jurassic.ru/

товой извести и окиси магния и постоянным преобладанием калия над натрием.

Как видно из перечисленных выше особенностей химического состава яуринских кварцевых порфиров, они ничем существенно не отличаются от экструзивных кварцевых порфиров Хингано-Олонойского района.

Из других экструзивных образований Хингано-Буреинской группы весьма интересной представляется вулканическая постройка в районе

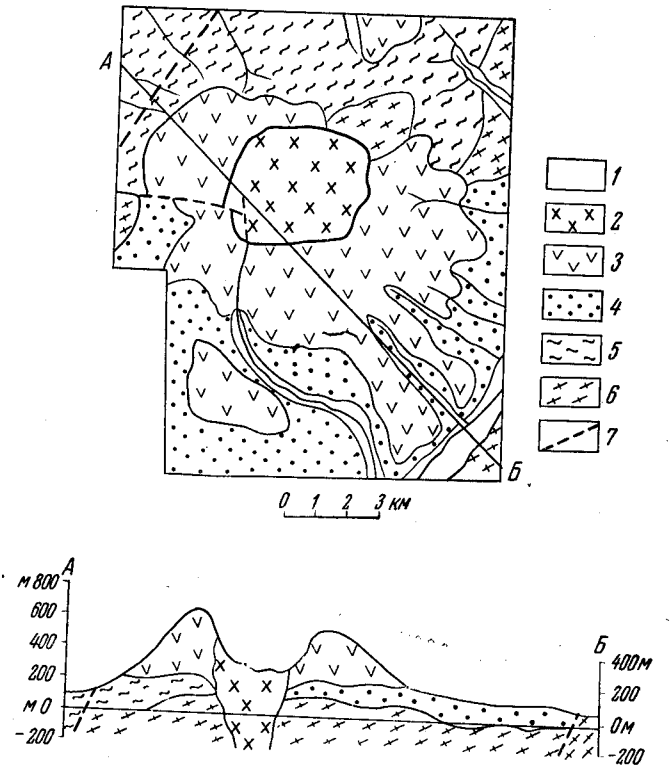


Рис. 99. Схема геологического строения хребта Нони (по В. И. Сухову)

1 — четвертичные аллювиальные отложения; *2* — диориты и диоритовые порфириты; *3* — андезитовые порфириты; *4* — нижнемеловые терригенные отложения; *5* — юрские терригенные отложения; *6* — протерозойские кристаллические образования; *7* — тектонические разрывы

хр. Нони, в междуречье Сутыра и Гуджала (правые притоки р. Тырмы). Хребет резко выдается на фоне холмисто-увалистого рельефа Тырминской депрессии. Примечательной особенностью хребта является форма центральной его части, представляющей собой кальдеру, имеющую узкий выход на юг-юго-запад. Диаметр кальдеры в среднем 2 *км*. Относительные превышения дна кальдеры и окружающих ее вершин колеблются в пределах от 400 до 600 *м* (рис. 99). Юго-восточный, южный и северо-западный склоны хребта сложены андезитовыми порфиритами, представляющими собой плотные зеленовато-серые до темно-серых плитчатые породы со скрытокристаллической основной массой и вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки. По петрографическому составу среди них выделяются роговообманково-плагиоклазовые и пла-

http://jurassic.ru/

гиоклазовые разности; встречаются кварцсодержащие андезитовые порфириты.

Андезитовые порфириты обладают нередко флюидальной текстурой, совпадающей с основным направлением плоскостей плитчатой отдельности пород. Причем, флюидальность и направление главной плитчатой отдельности на различных склонах хребта ориентированы радиально от центральной его части к периферии под углом 10—20°.

Таким образом, хр. Нони представляет собой, несомненно, вулканическую постройку. В центральной его части существовал вулканический аппарат центрального типа. Во все стороны от него происходило излияние лав среднего состава. Жерло вулкана сложено диоритами, кварцевыми диоритами и андезитовыми порфиритами, представляющими собой, по-видимому, последние выжимки магмы.

Внутреннее строение экструзивного тела, слагающего жерловую часть вулкана, до конца не выяснено. Замечено лишь, что диориты и кварцевые диориты слагают центральную его часть, а андезитовые порфириты тяготеют к периферии. Г. М. Власов указывает, что между андезитовыми порфиритами, слагающими склоны хребта, и диоритами наблюдались постепенные переходы. В. И. Суховым отмечены на отдельных участках эндоконтакта диоритового массива ксенолиты андезитовых порфиритов в диоритах.

Андезитовые порфириты, входящие в состав экструзивного тела, по составу и внешнему облику не отличаются от разностей, слагающих поблизости покровы. Они обладают порфировой структурой с микрофельзитовой, микролитовой, микролито-стекловатой основной массой. Порфировые выделения составляют от 30 до 70% объема породы и представлены плагиоклазом, роговой обманкой, реже биотитом. Плагиоклазы во вкрапленниках характеризуются полисинтетическим, часто зонарным строением, по составу принадлежат андезину № 30—42. Роговая обманка относится к ее обыкновенной разности. В отличие от роговых обманок покровных андезитовых порфиритов, в описываемых породах вокруг зерен роговой обманки отсутствуют опацитовые каемки.

Основная масса андезитовых порфиритов представлена тонкозернистым агрегатом или микролитами плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены бурым вулканическим стеклом.

Кварцевые диориты выглядят как серые, светло-серые полнокристаллические породы массивной текстуры. Структура их призматическизернистая. Состоят они из андезина № 32—45 (52—71%), кварца (8—16%), роговой обманки (7—13%) и биотита (5—12%). Из вторичных минералов развиты эпидот по роговой обманке, реже по плагиоклазу и хлорит по биотиту. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и магнетитом.

Диориты отличаются от кварцевых диоритов несколько более высоким содержанием плагиоклаза (андезин № 40—50, 57—77%) и отсутствием или почти полным отсутствием кварца; иногда диориты содержат моноклинный пироксен (до 8%).

По химическому составу диориты и андезитовые порфириты относятся к породам нормального ряда и имеют состав, идентичный покровным андезитовым порфиритам описываемого района.

Непосредственная связь каких-либо полезных ископаемых с охарактеризованной выше вулканической постройкой не установлена. Однако ее можно предполагать по следующим данным: все реки и ручьи, берущие начало со склонов хр. Нони, по данным шлихового опробования их аллювия, несут золото. Более того, в долинах некоторых из этих рек и ручьев оконтурены россыпи золота.

http://jurassic.ru/

Аналогичный описанному вулкан центрального типа известен на крайнем северо-западе рассматриваемой полосы, на левобережье р. Буреи, Здесь в 1960 г. В. Ф. Сигов описал диориты, выполняющие жерловую часть вулкана в центральной части горы Хымагна-Яган, склоны этой горы слагают покровные порфириты.

АМГУНСКАЯ ГРУППА ЭКСТРУЗИЙ

В Амгунскую группу объединены экструзивные тела, развитые в широкой полосе, протягивающейся в северо-восточном направлении вдоль правобережья р. Амгуни, от хр. Баджал на юго-западе до среднего течения р. Амгуни на северо-востоке. Закономерности размещения и приуроченность экструзий к определенным структурно-тектоническим элементам здесь еще неясны. Как и в других районах, экструзии ассоциируются здесь с обширными покровами вулканических пород. Некоторые экструзии приурочены к Куканскому структурному шву и оперяющим его разломам северо-восточного направления.

Так, баджальские экструзии и экструзии бассейна верхнего течения р. Дуки расположены в непосредственной близости от упомянутого структурного шва. Верхне-Курская экструзия проявляет четкую приуроченность к оперяющему Куканский структурный шов разлому северо-восточного, близкого к широтному, простирания. Менее ясным является положение включенных в рассматриваемую группу экструзий в бассейнах рек Харпина и Боктора.

Почти все экструзии Амгунской группы по возрасту относятся к позднему мезозою. Лишь в бассейнах рек Харпина и Боктора имеются дайкообразные экструзивные тела, представляющие собой корни эоценовых базальтовых покровов.

К условно раннемеловым относятся известные, по данным Н. К. Осиповой, в Кур-Горинском междуречье экструзии, представленные эруптивными брекчиями и лавобрекчиями пикритовых порфиритов и являющиеся, очевидно, корнями древних вулканов. В плане они имеют изометричную форму. Поперечник их не более 1—3 *км*. Располагаются экструзивы на расстоянии 3—6 *км* друг от друга и прослеживаются в виде цепочки от истоков р. Джиакуни (приток Горина) до истоков р. Якуни (приток Кура). По-видимому, они приурочены к разлому простирания, близкого к широтному.

Описываемые породы магнитны, окрашены в буровато-серый или зеленовато-серый цвет, обладают четко выраженной брекчиевой текстурой.

Лавобрекчии пикритовых порфиритов состоят из угловатых и полуугловатых обломков пород субстрата (кремнистые, серицито-глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, диабазы и спилиты) и обломков пикритовых порфиритов, сцементированных лавой состава пикритового порфирита. Количество обломков достигает порядка 25% состава породы, причем около половины обломков представлены породами субстрата.

Пикритовые порфириты как в цементе, так и в обломках обладают порфиритовой структурой с витрофировой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены титан-авгитом с характерной розовой каймой по периферии зерен, красновато-бурым биотитом и единичными зернами оливина. Основная масса состоит из темно-бурого вулканического стекла, содержащего очень мелкие (0,002 *мм*) микролиты плагиоклаза и более крупные зерна оливина. Весьма характерно присутствие в пикритовых порфиритах значительного (до 10%) количества титансодержащего магнетита, чем обусловлена магнитность пород.

http://jurassic.ru/

Совместно с лавобрекчиями пикритовых порфиритов в некоторых экструзивах встречаются породы, состоящие на 60% из обломков слоистых пород субстрата и на 40% из обломков пикритовых порфиритов и пород, близких по составу к амфиболовым мончикитам. При этом обломки слоистых пород имеют угловатую форму, а обломки пикритовых порфиритов и амфиболовых мончикитов — округлую. Различные по составу обломки тесно соприкасаются, так что остаются лишь поры, выполненные карбонатом и микрокристаллическим агрегатом эпидота.

Амфиболовые мончикиты имеют порфировую структуру с микролитовой структурой основной массы. Феннокристы в них представлены бурой роговой обманкой, а микролиты — роговой обманкой и в меньшем количестве авгитом. Микролиты погружены в бурое вулканическое стекло, количество которого не превышает 10—15%. Кроме того, в стекловатом базисе пород имеются скопления анальцима. В виде рассеянной вкрапленности породы содержат до 15% магнетита.

Эруптивные брекчии имеют кристалло-литокластическую структуру и состоят из угловатых обломков размером 0,5—25,0 *мм*. Наиболее крупные из них представлены кремнистыми породами, песчаниками, алевролитами, серицито-глинистыми сланцами, спилитами, диабазовыми порфиритами. Лишь около 20% обломочного материала пород составляют обломки интенсивно хлоритизированного вулканического стекла, зерен плагиоклаза и кварца, размером 1—2 *мм* и менее, которые служат цементом для более крупных обломков.

Среди позднемеловых образований известны экструзивные тела в Баджальском хребте, верховьях Кура, бассейнах рек Кукана. Бол. Эльги, Харпина и Боктора.

Л. Б. Кривицким в 1949 г. была выделена серия экструзивных тел в междуречье Амгуни и Баджала. Представлены они кварцевыми порфирами *, являющимися жерловой фацией покровных кварцевых порфиров и дацитов. Наиболее крупный из рассматриваемых экструзивных массивов занимает бассейны верхнего течения рек Герби и Талибджана и в плане имеет округлую изометричную форму. Площадь экструзива 250 $км^2$. По его периферии расположены более мелкие экструзивные массивы площадью не более 5 $км^2$. По-видимому, на месте рассматриваемой экструзии располагался в меловое время один из наиболее крупных и активных вулканических центров, сыгравший немаловажную роль в формировании мощной серии вулканитов баджальского комплекса. Близкие по петрографическому составу к экструзивным кварцевым порфирам покровы кислых эффузивов располагаются по периферии этого центра, как бы окаймляя его.

Л. Б. Кривицким впервые были подмечены весьма своеобразные особенности кварцевых порфиров, слагающих экструзивы. Это прежде всего порфировые породы, в которых невооруженным глазом заметно кристаллическое строение основной массы. Структура последней обычно фельзитовая, реже микрогранитовая. Суммарный объем порфировых выделений всегда преобладает над основной массой и составляет до 80% объема породы. Порфировые выделения представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом, иногда также ромбическим пироксеном. Среди других особенностей экструзивных кварцевых порфиров Л. Б. Кривицким и Е. В. Быковской указываются следующие: 1) однородность внешнего облика и состава пород на всей площади экструзива, 2) «разъедание» порфировых выделений основной массой, 3) раздробленный характер порфировых выделений.

* «Интрузивные кварцевые порфиры», по Л. Б. Кривицкому или «субвулканические кварцевые порфиры», по Е. В. Быковской.

http://jurassic.ru/

Е. В. Быковской было произведено сравнение экструзивных и эффузивных кварцевых порфиров, показавшее, что при одинаковом качественном минералогическом и сходном химическом составе тех и других намечается отличие лишь в количественном содержании и соотношении минералов, в особенности плагиоклазов, в степени раскристаллизации основной массы. Это объясняется различными условиями формирования.

Близкие к охарактеризованным выше экструзивные образования известны и в других районах в пределах Баджальского хребта, в частности, в бассейне верхнего течения р. Кукана (Е. И. Бондаренко, В. И. Сухов) и на левобережье верхнего течения р. Бол. Эльга (приток Горина). К некоторым из этих экструзивов приурочены рудопроявления молибдена, вольфрама и олова.

Весьма интересна экструзия позднемелового возраста в хр. Джаки Унахты-Якбыяна. Хребет представляет собой узкое вытянутое в северо-восточном направлении горное сооружение, протягивающееся вдоль левобережья верхнего течения р. Кура. Экструзив приурочен к центральной части хребта и представляет собой линейно вытянутое вдоль осевой линии последнего тело, протяженность которого при ширине от 5 до 8 *км* более 100 *км*. Сама форма экструзива не оставляет сомнений о приуроченности его к крупному разлому северо-восточного простирания, относящемуся, по-видимому, к категории оперяющих Куканский структурный шов.

Слагающие Верхне-Курский экструзив дациты на отдельных участках прорывают юрские терригенные отложения, а на большей же части экзоконтакта сопряжены с покровами дацитов и их лавобрекчий. Пирокластические разности пород в составе покровов отсутствуют.

Н. К. Осиповой установлены постепенные переходы от экструзивных дацитов к покровным.

Наиболее типичные представители экструзивных дацитов отличаются от покровных разностей лишь оттенками окраски и степенью кристалличности основной массы. Это светло-серые полнокристаллически-порфировые породы, содержащие изредка мелкие (0,5—2,0 *см*) ксенолиты пород фундамента — песчаников, алевролитов, кремнистых пород. Среди порфировых выделений, составляющих порядка 50% объема породы, различаются кварц, зонарный плагиоклаз № 36—42, красновато-бурый биотит, ромбический (гиперстен) и моноклинный пироксены и роговая обманка. Вкрапленники часто раздроблены, обломки их растащены, чешуйки биотита изогнуты. Основная масса обладает микрокристаллической гранулитовой, изредка в краевых частях массива фельзитовой структурой.

По химическому составу экструзивные дациты ничем существенно не отличаются от сопряженных с ними покровных дацитов. Для тех и других характерна пересыщенность глиноземом, повышенное по сравнению со средним типом дацита, по Дели, содержание железа и магния, преобладание окиси натрия над окисью калия.

В верховьях р. Харпина, по данным Н. К. Осиповой, имеется ряд небольших по площади (1—2 *км*^{2}) экструзивных массивов и серия даек кварцевых диоритовых и диоритовых порфиритов, расположенных среди андезитов амурской свиты и являющихся их жерловой фацией. Внутреннее строение массивов не изучено. Рассматриваемые экструзии не оказывают заметного контактового воздействия на окружающие их породы амурской свиты, а по химическому составу весьма близки к последним.

Кварцевые диоритовые и диоритовые порфириты окрашены в светло-серый, серый или зеленовато-серый цвет. Структура их полнокристаллически-порфировая или невадитовая с микрогранитовой, микропой-

http://jurassic.ru/

килитовой, микропризматически-зернистой структурами основной массы. Количество порфировых выделений составляет от 30 до 70% состава породы. Представлены они плагиоклазом № 35—70, обыкновенной роговой обманкой, биотитом, кварцем, редко гиперстеном. Из акцессориев отмечаются апатит циркон, ильменит, магнетит.

С диоритовыми и кварцевыми диоритовыми порфиритами связаны массивы вторичных кварцитов и пропилитов, занимающих большие площади в верховьях рек Харпина, Харпичикана и в бассейне р. Сиякочи. Среди вторичных кварцитов установлен следующий ряд минеральных фаций: кварцево-алунитовая, монокварцевая, каолинито-диккитовая, турмалиново-серицитовая. Пропилитовые изменения выражены в опализации, альбитизации, карбонатизации и хлоритизации. К массивам вторичных кварцитов и пропилитов в ряде случаев приурочены рудопроявления киновари и метациннабарита.

На левобережье р. Боктор, в междуречье Игдоми и Олькоголь, известны экструзивные тела, сложенные гранодиорит-порфирами и кварцевыми порфиритами, являющиеся, по-видимому, жерловой фацией распространенных здесь покровов кварцевых порфиров и дацитов мелового возраста. Эти экструзии приурочены к зоне разлома северо-восточного простирания, о чем свидетельствует вытянутая в этом направлении форма некоторых экструзивных тел и их цепочечное расположение. Во вмещающих кварцевых порфирах и дацитах на контакте с экструзиями каких-либо изменений не наблюдается.

Строение экструзивных массивов неоднородное. Центральные их части сложены обычно гранодиорит-порфирами, а краевые-кварцевыми порфиритами. Гранодиорит-порфиры являются полнокристаллически-порфировыми зеленовато-серыми породами с криптовой, микропризматической или микропойкилитовой структурами основной массы. Состоят они из андезина (45—55%), калиевого полевого шпата (25—35%), кварца (5—10%) и биотита (10—15%). Из акцессорных минералов в них присутствует тот же комплекс, что и в кислых покровных эффузивах. Из вторичных минералов постоянно присутствуют серицит, хлорит, карбонат, эпидот. Кварцевые порфириты по внешнему облику, составу, структуре и текстуре аналогичны покровным дацитам.

Металлогеническая роль описанных экструзий неясна. Среди них на отдельных участках отмечаются пропилитовые изменения, а также интенсивная хлоритизация.

НИЖНЕ-АМУРСКАЯ ГРУППА ЭКСТРУЗИЙ

Экструзивные образования, объединенные в Нижне-Амурскую группу, локализуются в основном в восточной части территории Нижнего Приамурья, т. е. в районе, где исключительно широко развиты мезозойско-кайнозойские вулканические образования. По возрасту среди рассматриваемых экструзий выделяются позднемеловые, палеогеновые и неогеновые.

Как известно, наиболее мощные проявления вулканической и плутонической деятельности на рассматриваемой территории произошли в конце позднего мела. Они начались извержениями средних, а затем кислых лав и их пирокластов. В отношении путей проникновения на поверхность средних лав и их пирокластов сведений очень немного. Можно указать лишь на единичные примеры центров вулканических извержений, занятых экструзивными телами.

Небольшой массив основных и средних пород, расположенный в бассейне руч. Толстого (правый приток р. Акчи), по-видимому, тесно связан с вмещающими его андезитами больбинской свиты и представ-

http://jurassic.ru/

ляет собой их жерловую фацию*. Сложные лакколитообразные, трубчатые и неправильной формы расширяющиеся кверху жерловины установлены В. И. Суховым и Е. И. Бондаренко в 1963 г. на правобережье Амура, юго-восточнее пос. Больше-Михайловского и между поселками Сусанино и Воскресенское. Экструзивы здесь сложены диоритами, диоритовыми кварцевыми порфиритами, диоритовыми порфиритами и монцонитовыми диоритовыми порфиритами. На отдельных участках в этих районах устанавливаются постепенные переходы от экструзивных диоритовых порфиритов к покровным андезитам. Перечисленные породы, как правило, оказываются интенсивно автометаморфически измененными, а в ряде случаев они гидротермально переработаны до состояния пропилитов и вторичных кварцитов. Среди последних нередки зоны сульфидной минерализации.

В связи с кислыми эффузивами, слагающими верхнюю часть разреза меловой эффузивной толщи Нижнего Приамурья, известны экструзивные купола на правобережье р. Акчи (гора Дубовая), в бассейне руч. Погорелец (гора Гряда Каменистая), на правобережье Амура, к юго-востоку от пос. Больше-Михайловское, а также многочисленные дайковые и мелкие экструзивные тела на правом берегу Амура между поселками Сусанино и Воскресенское.

Незначительное количество вулканических построек центрального типа при весьма широком развитии покровов кислых эффузивов и их пирокластов свидетельствует о том, что в конце мела извержения носили ареальный характер, при котором, согласно А. Н. Заварицкому (1945), вулканическая деятельность не была приурочена к определенным линиям, а характеризовалась возникновением на короткий срок трещин, которые вскоре закрывались, и им на смену открывались новые.

В наиболее изученных районах удается локализовать отдельные участки, в пределах которых наблюдаются многочисленные сближенные центры извержений кислой магмы. Ниже описаны два участка.

Первый из них охватывает правобережье Амура на участке от оз. Татарское, на юго-востоке, до пос. Больше-Михайловского, на северо-западе. Здесь развиты сложенные кварцевыми порфирами и фельзитами некки и дайкообразные тела близкого к широтному простиранию. О форме экструзивных тел в поперечном сечении можно судить по разрезу, составленному в 1,5 *км* юго-восточнее пос. Больше-Михайловского (рис. 100). На участке протяженностью около 4 *км* установлены три экструзивных тела, прорывающие верхнемеловые андезиты и их пирокласты, а также экструзивные массивы диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритов. В некоторых из рассматриваемых экструзивов устанавливаются постепенные переходы к покровным лавам кислого состава. Контакты экструзивных тел крутые, извилистые, к верхней части обычно выполаживающиеся и вместе с окружающими покровами кварцевых порфиров, дающие грибообразные формы. Внутреннее строение экструзивов сравнительно простое. Сложены они светло-серыми, часто полосчатыми кварцевыми порфирами, реже фельзитами, обладающими хорошо выраженной флюидальной текстурой. Нередки причудливые «складчатые» изгибы флюидальности, являющиеся следствием движения магматического расплава. Флюидальность параллельна поверхностям контакта массивов.

Эндоконтактовые зоны некоторых экструзивных тел сопровождаются брекчиями, состоящими из обломков кварцевых порфиров (нередко также пород фундамента) и микрофельзитового лавового цемента.

* Этот массив показан на картах как палеогеновый, прорывающий андезиты больбинской свиты.— *Ред.*

http://jurassic.ru/

Структура кварцевых порфиров порфировая. Основная масса их проявляет разнообразие структур, среди которых наиболее распространены микрофельзитовая, микропойкилитовая, сферолитовая, витрофельзитовая, микрогранофировая. Порфировые выделения составляют от 30 до 50% объема породы, что отличает рассматриваемые кварцевые порфиры от сопряженных с ними покровных разностей, в которых количество вкрапленников всегда меньше. Представлены последние олигоклаз андезином, калиевым полевым шпатом, кварцем и биотитом. Второе отличие заключается в образовании гломеропорфировых выделений, состоящих из кристаллов калиевого полевого шпата. Нередки серийнопорфировые структуры. Одной из постоянных особенностей кварцевых порфиров экструзивов является повсеместная раздробленность вкрапленников, часто со следами растаскивания обломков кристаллов. Экструзивные кварцевые порфиры в отличие от покровных в значительно большей мере подвергнуты изменению в результате процессов автометаморфизма и гидротермальной деятельности. Автометаморфические изменения проявлены в интенсивной серицитизации полевых шпатов и мусковитизации биотита. Гидротермальная переработка выражена в карбонатизации, хлоритизации, окварцевании пород, а также в образовании зон сульфидной минерализации.

Второй из участков широкого проявления сближенных между собой вулканических аппаратов кислых эффузивов охватывает правобережье Амура на отрезке от пос. Сусанино до пос. Воскресенское. Здесь установлено более 15 экструзивных куполов, лакколитообразных и дайкообразных тел, расположенных друг от друга на расстоянии 130—300 *м*. Наиболее крупные из экструзивных куполов имеют поперечник 100—200 *м*; мощность дайкообразных тел колеблется от первых метров до 30—50 *м*, протяженность их не превышает 500 *м*, простирание — близкое к меридиональному. Вмещающие экструзии породы представлены мощной (до 300 *м*) толщей, состоящей из андезитов, их туфов и туфоконгломератов сенонского возраста. Сохранившиеся от эрозии покровы позднемеловых кислых эффузивов, корнями которых являются рассматриваемые экструзии, расположены несколько восточнее, в междуречье Амура и Акчи, где площадь, покрытая ими, превышает 500 *км*^{2}.

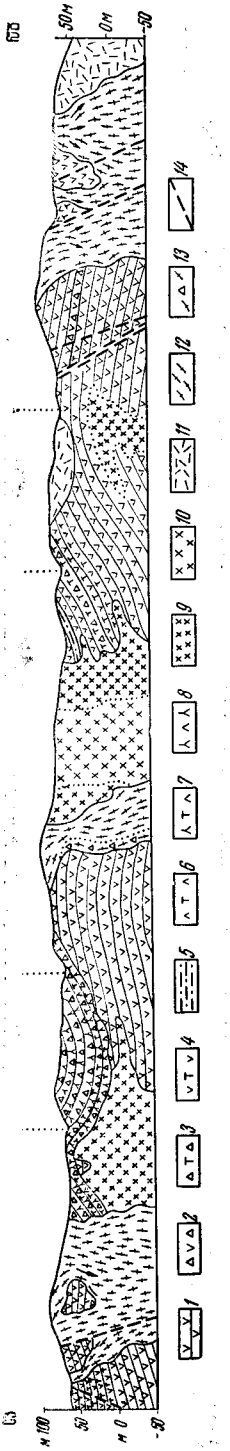


Рис. 100. Геологический разрез правого берега р. Амура к юго-востоку от пос. Больше-Михайловское (по В. И. Сухову).
1 — андезиты; *2* — лавобрекчии андезитов; *3* — туфовые брекчии андезитов; *4* — туфы андезитов; *5* — туффиты; *6* — туфы дацитов; *7* — туфовые брекчии дацитов; *8* — лавобрекчии дацитов; *9* — диоритовые порфириты и монцонитовые диоритовые порфириты; *10* — диориты; *11* — кварцевые порфиры потоков; *12* — кварцевые порфиры экструзивные; *13* — лавобрекчии кварцевых порфиров; *14* — тектонические разрывы

Строение экструзивов несложное. В большинстве случаев они на всю массу сложены внешне однородными кварцевыми порфирами, в не-

http://jurassic.ru/

которых случаях эндоконтактовые зоны их представлены брекчиевыми образованиями, содержащими обильные ксенолиты вмещающих пород. Помимо ксенолитов слагающие экструзивы породы почти всегда содержат блоки вмещающих пород размером до 20—30 *м* в поперечнике (рис. 101).

Некоторые из маломощных (0,5—3 *м*) дайкообразных экструзивных тел сложены на всю массу брекчиями, в составе которых наблюдается более 60% обломков вмещающих пород, сцементированных флюидальной лавой кварцевого порфира.

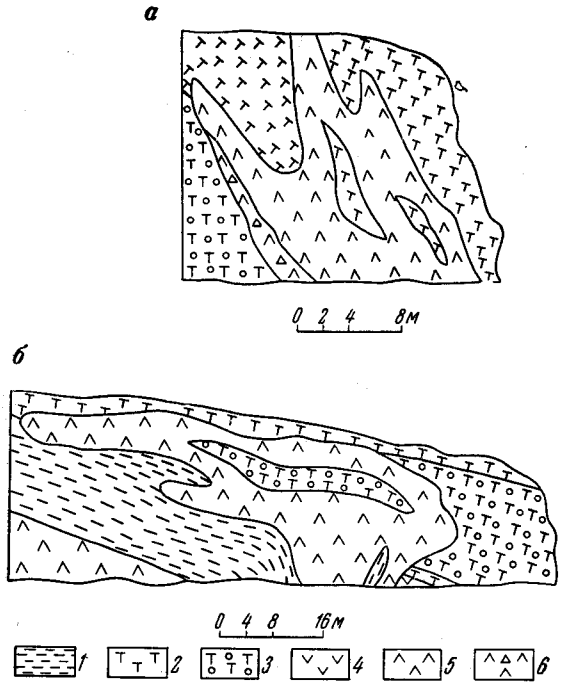


Рис. 101. Разрезы экструзивных тел между поселками Сусанино и Воскресенское

а — дайкообразный экструзив; *б* — лакколитообразный экструзив (по В. И. Сухову): *1* — глинистые сланцы; *2* — туфоконгломераты; *3* — туфы андезитов; *4* — андезиты; *5* — кварцевые порфиры; *6* — лавобрекчии кварцевых порфиров

Кварцевые порфиры, слагающие рассматриваемые экструзивы, окрашены в светло-серый, желтовато-серый, иногда со слабым зеленоватым оттенком цвет. Породы отчетливо порфировые. Вкрапленники, представленные кварцем, олигоклазом, калиевым полевым шпатом и биотитом, составляют 35—65% объема породы. Основная масса тонкокристаллическая, как правило, флюидальная. Флюидальность, часто хорошо заметная макроскопически, ориентирована параллельно контактам экструзива, повторяя все их изгибы. Весьма характерна раздробленность вкрапленников. Отдельные части кристаллов при этом растащены, листочки биотита изогнуты.

Как об этом упоминалось выше, экструзивные образования, генетически тесно связанные с покровами позднемеловых кислых эффузивов, известны и в других частях Нижнего Приамурья (горы Дубовая, Гряда Каменистая и др.), но материалы для их изучения к настоящему времени еще не обработаны.

Экструзии палеогенового (по-видимому, олигоценового) возраста в Нижне-Амурской группе представлены липаритами, трахитами, дацитами и андезито-дацитами. Локализованы они в узкой полосе, протягивающейся вдоль Амура, от его устья до пос. Маго и далее в район озер Чля и Орель и фиксируют собой, очевидно, крупный разлом северо-западного направления. В пределах указанной полосы экструзии расположены на право- и левобережье Амура. На правобережье это серия экструзивных тел на отрезке от Какинской Бухты до пос. Старый Кабель, на левобережье — Иннокентьевский некк, некк Красная Горка и серия дайковых тел.

К северо-востоку от некка Красная Горка расположен Белогорский некк и несколько крупных дайковых тел северо-восточного простирания, ассоциирующихся с покровами эффузивов. Они, по-видимому, трассируют еще один разлом, имеющий северо-восточное простирание.

http://jurassic.ru/

Среди упомянутых выше экструзий наиболее изучены Белогорский и Иннокентьевский некки, а также отдельные экструзивные тела на правобережье Амура в районе Какинской Бухты.

Белогорский некк расположен в 16 *км* к северу от пос. Чля, на западном склоне одноименной горы. В плане он имеет изометричную форму, на отдельных участках ограничен рядом тектонических нарушений различных направлений. Площадь некка несколько более 0,5 *км*^{2}. С востока к некку примыкает лавовый покров кислых эффузивов. Остатки покрова имеются также в других частях по периферии некка и в некотором удалении от него. На границе между лавовыми покровами и некком сохранились остатки уничтоженного в основном вулканического конуса. В 1960 г. А. С. Долбиновым прослежен постепенный переход от жерловой фации к покровам. На геологических разрезах, состав-

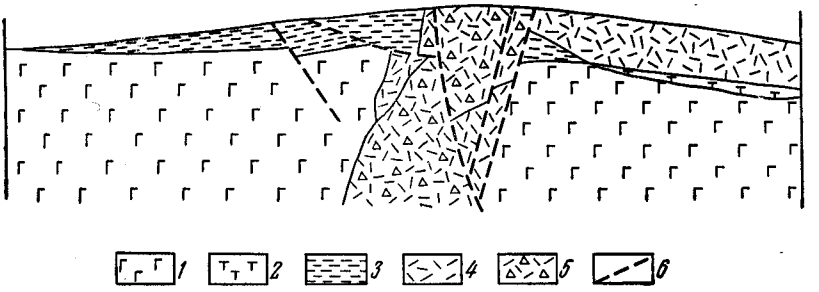


Рис. 102. Геологический разрез через Белогорский некк (по А. С. Долбинову)

1 — эоценовые базальты, андезито-базальты и андезиты; *2* — туфы фельзитов и трахитов; *3* — туфолавы фельзитов; *4* — фельзит-порфиры и трахиты; *5*— эруптивные брекчии; *6* — тектонические разрывы

ленных по буровым скважинам и канавам, один из которых изображен на рис. 102, видно как кислые породы трубообразной жерловины постепенно переходят в пологий, почти горизонтально лежащий покров. Этот постепенный переход подчеркивается флюидальностью, которая в некке имеет почти отвесное падение, а затем постепенно выполаживается до почти горизонтального в покрове.

Породы, слагающие некк, и ассоциирующиеся с ними эффузивы в той или иной мере изменены гидротермальными растворами. А. В. Арсентьев и И. А. Преображенский объединили их под общим названием «порфиры». Г. В. Писемский считал, что Белая Гора сложена липаритами и трахитами. Н. И. Наковник и Д. В. Никитин относили их к трахитам. Согласно последним данным А. С. Долбинова и Н. П. Саврасова, в строении Белогорского некка принимают участие фельзит-порфиры, сферолитовые порфиры, трахиты и эруптивные брекчии. Внешне эти породы не отличаются от покровных эффузивов. Это светло-серые, белые или сиреневые порфировые породы, часто обладающие флюидальной текстурой. В качестве вкрапленников они содержат анортоклаз или санидин, олигоклаз-андезин и биотит. Основная масса пород преимущественно стекловатая, часто с большим количеством кристаллитов. В фельзит-порфировых разностях развита микропойкилитовая структура основной массы, часты сложные структуры, обусловленные чередованием микрополосок различной структуры — сферолитовой, микрофельзитовой, стекловатой, микропойкилитовой. В эруптивных брекчиях, которые, по мнению А. С. Долбинова, являются продуктом извержения по боковому «паразитному» жерлу, среди обломков присутст-

http://jurassic.ru/

вуют фельзит-порфиры и андезиты. Цементирующая масса полностью замещена мелкокристаллическим кварцем или халцедоном с небольшим количеством серицита. Образования фации вулканического конуса представлены агломератовыми и псаммитовыми литокластическими туфами и туфолавами кислого состава. Обломочный материал туфов представлен кислыми эффузивами и андезитами.

Как некковые, так и вмещающие породы в той или иной мере подвергнуты гидротермальному изменению. К некку и его ближайшему обрамлению приурочено известное Белогорское золоторудное месторождение. Детальное изучение измененных пород, предпринятое Н. П. Саврасовым, показывает принадлежность комплекса измененных пород и руд Белой Горы к наиболее низкотемпературным фациям пропилитовой рудной формации, переходным к формации вторичных кварцитов. Среди гидротермально измененных образований им выделены следующие

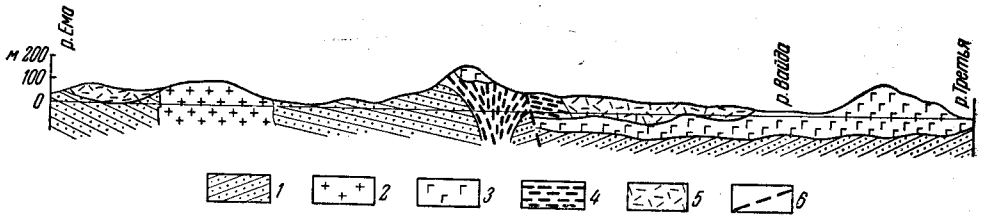


Рис. 103. Геологический разрез левого берега р. Амура между реками Ема и Третья (по В. И. Сухову)

1 — песчано-алевролитовые отложения; *2* — гранитоиды; *3* — базальты и андезито-базальты; *4* — туфолавы липаритового состава; *5* — липариты, игнимбриты; *6* — тектонические нарушения.

минеральные фации (от внешних к внутренним): карбонат-эпидотово-хлоритовая, кварц-гидрослюдистая, кварц-адулярово-серицитовая, кварц-диккитовая, кварцевая.

Иннокентьевский некк расположен на левом берегу Амура вблизи одноименного поселка. В плане он имеет овальную форму, слагает куполовидную вершину, возвышающуюся на 60—100 *м* над уровнем Амура; площадь некка около 0,5 *км*^{2}. В основании некка вскрываются мезозойские песчано-алевролитовые отложения, в контакте с некком ороговикованные, с новообразованием мелкочешуйчатых скоплений биотитовой слюдки и отчетливой перекристаллизацией кварца. Некк имеет сложное строение. В западной его части сохранился от эрозии блок-ксенолит (рис. 103) эоценовых базальтов, ксенолиты которых часты в слагающих некк породах. Тело некка слоистое, состоит из чередующихся между собой «пластов» туфолав липаритового состава, отличающихся в отдельных «пластах» различной окраской, количеством и размером включений сплющенных обломочков вулканического стекла, степенью девитрификации основной массы, количеством обломков пород фундамента, а также различной степенью совершенства флюидальной текстуры. В восточной части туфолавы жерловой фации связаны постепенными переходами с покровными эффузивами, среди которых развиты туфолавы, игнимбриты и липариты.

Туфолавы жерловой фации имеют преимущественно светлую окраску, часты оттенки розовый, кремовый, сиреневый. Сложение их эвтакситовое, обусловленное наличием большого количества сплющенных обломков вулканического стекла, ориентированных однозначно, параллельно контактам некка. В отличие от игнимбритов покровной фации концевые части таких обломков не расщеплены. В большей или меньшей мере туфолавы содержат оплавленные включения пород фунда-

http://jurassic.ru/

мента — базальтов и алевролитов. Количество вкрапленников непостоянное и колеблется от 10 до 40% состава породы. Представлены они кварцем, санидином, плагиоклазом и биотитом. Очень редко встречается обыкновенная роговая обманка. Все вкрапленники корродированы основной массой, часто с признаками растворения, как правило, раздроблены и часто растащены. Плагиоклаз вкрапленников нередко зональный: центральная часть представлена андезином, а периферия — олигоклазом. Весьма характерна основная масса рассматриваемых пород. Она всегда стекловатая, флюидального строения. Флюидальность подчеркивается чередованием контрастных по окраске светлых и темных полосок, ориентировкой кристаллитов и палочковидных, серповидных и другой формы частиц, присутствие которых отличает туфолавы от типичных лав. Обломки вулканического стекла размером от

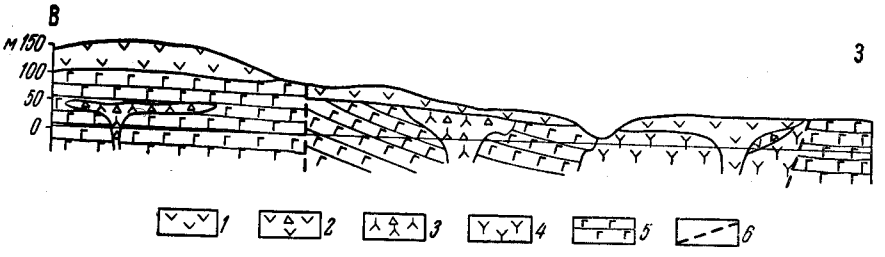


Рис. 104. Характер взаимоотношений между эоценовыми базальтами, олигоценовыми андезито-дацитами и неогеновыми андезитами и андезито-базальтами (по В. И. Сухову и Е. И. Бондаренко)

1 — андезиты и андезито-базальты неогена; *2* — агглютинаты; *3* — эруптивные брекчии олигоцена; *4* — андезито-дациты олигоцена; *5* — базальты эоцена; *6* — тектонические разрывы

0,3 до 2 *см* и более в длину, обильно насыщающих туфолавы, при микроскопическом их изучении оказываются флюидальными, содержат мельчайшие газовые полости вытянутой формы.

Экструзия Красная Горка, расположенная в 6 *км* восточнее южной оконечности оз. Чля и приуроченная к выдающейся над окружающей местностью куполовидной вершине, имеет состав, форму и строение, аналогичные Иннокентьевской экструзии. Отличие заключается лишь в том, что слагающие ее породы интенсивно гидротермально изменены, превращены во вторичные кварциты серицитовой и каолиново-серицитовой фации. С вторичными кварцитами здесь связана убогая золотая и медно-полиметаллическая минерализация.

Весьма своеобразны экструзивные массивы андезито-дацитового состава, расположенные в узкой (1—5 *км*) полосе вдоль правобережья Амура на отрезке от Какинской Бухты до пос. Старый Кабель. Они представлены серией разобщенных вытянутых в северо-западном, близком к широтному, направлении массивов, имеющих отчетливо секущие контакты по отношению к вмещающим их эффузивам больбинской и кузнецовской свит. В свою очередь андезито-дациты прорваны экструзиями андезитов, выполняющих питательные каналы покровов андезитов и андезито-базальтов кизинской свиты (рис. 104).

Площадь отдельных экструзивных массивов андезито-дацитов колеблется в пределах от 0,5 до 3—4 *км*^{2}.

На отдельных участках устанавливаются постепенные переходы от крутонаклонных экструзивных залежей андезито-дацитов к их покровным разностям, залегающим почти горизонтально. Однако такие покровы весьма малочисленны, а протяженность их от края экструзива не превышает первых сотен метров. По-видимому, с рассматриваемыми

http://jurassic.ru/

экструзиями генетически тесно связаны маломощные покровы игнимбритов андезито-дацитового состава, установленные в тектонически опущенных блоках в районе Какинской Бухты.

Внутреннее строение экструзивов сравнительно несложное. Центральные их части сложены флюидальными или массивными андезито-дацитами, а эндоконтактовые зоны — брекчиевыми лавами андезито-дацитов. Нередко в эндоконтактовых зонах наблюдается крутонаклонная (согласно падению контакта) грубая полосчатость, выражающаяся в чередовании линзовидных участков, сложенных стекловатыми, стекловато-брекчиевыми и стекловато-пористыми разностями андезито-дацитов. Переходы между этими разностями постепенные.

Наличие стекловато-пористых разностей пород свидетельствует, по-видимому, об имевшей место интенсивной газовой «продувке» вдоль эндоконтактов формировавшихся экструзивов. Не исключена возможность, что и брекчиевые мантии экструзивов являются результатом не только движения вязкого магматического расплава, но и эксплозивных явлений, сопровождавших, несомненно, процесс становления экструзий.

Помимо горизонтальной зональности намечается также и вертикальная: в наиболее эродированных участках, там, где экструзивы обнажены среди эффузивов верхнего мела, слагающие их андезит-дациты характеризуются порфировой структурой и стекловатой основной массой, брекчиевая мантия здесь либо отсутствует, либо она измеряется шириной от десятков сантиметров до нескольких метров; в слабоэродированных участках (экструзивы залегают здесь среди базальтов кузнецовской свиты, а местами перекрыты андезито-базальтами кизинской свиты) андезито-дациты представлены стекловатыми разностями, в которых лишь иногда отмечаются мелкие порфировые выделения полевых шпатов; брекчиевые мантии здесь имеют мощность в десятки метров, а некоторые мелкие массивы нацело сложены эруптивными брекчиями.

Во внешнем облике наиболее примечательными особенностями андезито-дацитов является их свежесть, сиреневая, в эндоконтактовых частях также светло-серая, до белой, окраска и стекловатая основная масса. В порфировых разностях всегда присутствуют вкрапленники белых полевых шпатов и листочки биотита, реже также роговая обманка.

Неогеновые экструзии в рассматриваемом районе практически не изучены. Экструзив этого возраста установлен лишь на правобережье р. Амура в районе Какинской Бухты (см. рис. 104), где он представляет собой сравнительно маломощное (30—50 *м*) дайкообразное тело северо-западного, близкого к широтному, простирания. Экструзив сложен андезитами, имеет крутые контакты и кверху постепенно переходит в покров андезитов и андезито-базальтов кизинской свиты. Близ западного контакта экструзива сохранились от эрозии аглютинаты, представляющие собой, вероятно, сохранившийся от эрозии остаток вулканического конуса.

ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ ГРУППА ЭКСТРУЗИЙ

Экструзии, объединенные в Восточно-Сихотэ-Алинскую группу, приурочены к Приморскому вулканическому поясу, протягивающемуся в пределах Хабаровского края более чем на 450 *км* вдоль западного побережья Татарского пролива, от бассейна р. Ботчи на юге, до оз. Кади на севере. По возрасту среди рассматриваемых экструзий известны переходные от позднемеловых к палеоценовым, палеоценовые, эоценовые, неогеновые и четвертичные.

http://jurassic.ru/

Степень изученности экструзий Восточно-Сихотэ-Алинской группы весьма слабая. Учитывая активное проявление на западном побережье Татарского пролива вулканической деятельности в позднем мезозое и кайнозое, в дальнейшем при более детальных геологических исследованиях имеется возможность выявления здесь значительно большего, чем это сейчас известно, количества экструзивных массивов. Можно отметить, что процессы развития вулканической деятельности в позднем мезозое — кайнозое, а следовательно, и становление генетически тесно связанных с эффузивами экструзий контролировались зоной долгоживущего глубинного разлома, известного под названием Восточно-Сихотэ-Алинского, или Приморского. При этом намечается определенная закономерность в расположении экструзивов, заключающаяся в том, что по мере продвижения от осевой части хр. Сихотэ-Алинь к побережью Татарского пролива наблюдаются экструзии все более молодого возраста. Это является, по-видимому, результатом постепенного смещения во времени с запада на восток активной зоны глубинного разлома.

Для выяснения более мелких деталей размещения экструзий, приуроченности их к локальным тектоническим структурам, связи с определенными вулканическими и плутоническими комплексами данных недостаточно. Эти вопросы могут быть решены лишь в результате специальных исследований, постановка которых необходима.

Ниже приводится краткая характеристика известных экструзивных массивов рассматриваемой группы.

Экструзии, переходные от позднего мела к палеоцену, являющиеся корнями кислых эффузивов тахобинской свиты, известны, по данным Г. М. Левитана, в бассейне среднего течения р. Хуту. Ряд некков обнажен в береговых обрывах упомянутой реки, в 4—5 *км* к югу от устья р. Сагды-Бяка. В плане они имеют изометричные очертания, поперечник их не превышает 25 *м*. Выполнены некки эруптивными брекчиями. Последние на 80% состоят из обломков пород фундамента (преимущественно песчаников) размером от 1—2 *мм* до 10—15 *см*, сцементированных лавой риолитового состава. Часть обломков оплавлена и вытянута параллельно контактам некка. Цементирующий риолит обладает флюидальной текстурой, состоит из кислого вулканического стекла, местами раскристаллизованного до микрофельзита.

К палеоценовым отнесены экструзивные массивы, генетически тесно связанные с эффузивами самаргинской свиты. Среди них известны жерловины, корни покровов и лакколиты. Такого типа экструзии установлены в 1962 г. М. А. Ахметьевым в бассейне верхнего течения р. Коппи, где они слагают ряд массивов площадью до 1—2 *км*^{2}. Вмещающими для них являются андезиты самаргинской свиты.

Экструзивы имеют хорошо выраженное зональное строение. Центральные их части сложены отчетливо полнокристаллическими диоритами и кварцевыми монцонитовыми диоритами. К периферии массивов эти породы постепенно переходят в тонкокристаллические диоритовые порфириты. Последние в виде сплошного кольца слагают эндоконтактовую зону экструзивов и далее к периферии постепенно сменяются андезитами самаргинской свиты.

Помимо горизонтальной зональности отмечается и вертикальная, обнаруживаемая в относительно крупных массивах: в глубокоэродированных участках в днищах долин и распадков наблюдаются диориты, выше по рельефу они постепенно переходят в тонкокристаллические порфировые породы.

Диориты центральных частей экструзивов представляют собой мелко- и среднезернистые породы мезократового облика, состоящие из андезина № 36—42 (до 50%), калиевого полевого шпата (до 15%),

http://jurassic.ru/

роговой обманки (30—35%) и кварца (до 5%). Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Кварцевые монцонитовые диориты состоят из удлиненно-призматических кристаллов андезин-олигоклаза (30—40%), калиевого полевого шпата (25—30%), роговой обманки и биотита (до 20%) и кварца (10—15%).

Диоритовые порфириты, образующие внешнее обрамление экструзивов, выглядят как зеленовато-серые или темно-серые тонкокристаллические породы порфирового, реже афирового сложения. Фенокристы, составляющие до 30% объема породы, представлены таблитчатыми зернами андезина. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, хлорита, серицита и рудного минерала.

Породы экструзивных массивов обычно интенсивно изменены в результате процессов автометаморфизма: плагиоклазы альбитизированы, серицитизированы, иногда эпидотизированы; по роговой обманке развит биотит и хлорит.

Сравнительно многочисленную группу составляют экструзии, генетически тесно связанные с покровами эоценовых базальтов, андезито-базальтов и андезитов. Среди них известны трубообразные жерловины, шлаковые конусы, дайки и куполообразные экструзивы изометричной формы.

Вертикальные трубообразные тела среди эоценовых покровных андезито-базальтов, базальтовых туфов и туфобрекчий установлены в 1959 г. А. Б. Разживиным на побережье Татарского пролива в районе мыса Гыджу. Диаметр трубообразных тел достигает 200—250 *м*. Сложены они агломератовыми туфами базальтов.

К северо-западу от зал. Советская Гавань, в пределах Уйских высот эоценовые агломератовые туфы базальтов слагают подковообразную возвышенность, представляющую собой остаток шлакового конуса.

В междуречье Коппи и Ботчи известен ряд небольших по площади (1—2, реже до 5 *км*^{2}) экструзивных массивов изометричной формы, являющихся, по-видимому, жерловой фацией эоценовых базальтовых покровов. Представлены они габбро, габбро-диоритами, диоритовыми порфиритами и андезитами. В некоторых из них устанавливается зональное строение: центральные части сложены габбро-диоритами, а периферические — диоритовыми порфиритами и андезитами.

Часто вблизи покровов эоценовых базальтов и андезито-базальтов наблюдаются дайки аналогичного состава, рассматривающиеся как подводящие каналы этих покровов. Ю. А. Иванов к такому типу подводящих каналов отнес дайку базальтов мощностью 60 *м*, обнаженную в правом борту долины р. Тумнин в 6 *км* севернее пос. Уська. Базальты дайки отличаются от покровных лишь наличием в эндоконтактовых частях ксенолитов пород фундамента — андезитов, туфов кварцевых порфиров и глинистых сланцев.

Дайки аналогичных базальтов зафиксированы А. Б. Разживиным в ряде мест в береговых обрывах Татарского пролива, к югу — юго-западу от Советской Гавани, в нижнем течении р. Тумнина, а также на шлаковом конусе Уйских высот. Мощность этих даек колеблется от 0,3 до 3—4 *м*. Преобладающее их простирание северо-восточное и запад-северо-западное. По составу, структурным и текстурным особенностям слагающие дайки базальты (иногда также андезито-базальты и андезиты) не отличаются от соответствующих покровных разностей. Все они обладают порфировой структурой, во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз и оливин, основная масса долеритовой или микроинтерсертальной структуры состоит из плагиоклаза, оливина, моноклинного пироксена, рудного минерала и основного вулканического стекла.

http://jurassic.ru/

Среди олигоценовых экструзий по составу выделяются две группы. Первая из них представлена андезитами и дацитами, вторая — фельзитами и фельзолипаритами. Взаимоотношения между этими двумя группами пород не выяснены.

Андезиты и дациты слагают куполовидные и островерхие высоты, расположенные вдоль побережья Татарского пролива (гора Кастри, высоты к северу от нее, вершины на мысе Сущева, западнее мыса Пропущенного) и на водоразделе озер Кади и Кизи. Д. К. Осинцевым намечается приуроченность куполов андезитового состава к прибрежной части, а дацитового — к центральной и западной частям. Судя по линейному расположению куполов, формирование их происходило вдоль разломов двух основных направлений — близмеридионального и близширотного. Купола в плане имеют округлые очертания, площадь каждого из них не превышает 1 *км*^{2}.

Андезиты отличаются темно-серой окраской, значительной прочностью и резко выраженной порфировой структурой. Вкрапленники в них составляют 60—70% объема породы и представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Основная масса микрокристаллическая микролитовая, состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена и рудного минерала.

Дациты окрашены в светло-серый цвет, характеризуются массивной текстурой и порфировой структурой. Во вкрапленниках они содержат андезин, реже кварц и гиперстен. В составе микролитовой основной массы, кроме плагиоклаза, содержатся гиперстен, кварц, биотит и рудный минерал.

Олигоценовые купола и некки, сложенные фельзитами и фельзолипаритами, установлены в бассейне р. Хуту (Г. М. Левитан) в районе мысов Чухачева и Острого и в бухте Сущева (Д. К. Осинцев).

На правобережье р. Хуту на горе Санкуна наблюдаются два экструзивных купола, сложенные фельзолипаритами. Диаметр куполов 100—200 *м*. Возвышаются они над окружающей местностью на 30—40 *м*. Фельзолипариты куполов представлены черными неяснополосчатыми породами, в которых участками заметно чередование микрофельзитовых и стекловатых полосок. Изредка породы содержат вкрапленники кварца, санидина и альбит-олигоклаза.

В бухте Сущева, на мысе Острый и в 1 *км* к юго-западу от мыса Чухачева известны некки фельзитов, прорывающие базальты кузнецовской свиты. Размеры некков не превышают 1 *км* в поперечнике. Фельзиты некков представляют собой светлые, розовато-желтые породы, часто обладающие хорошо выраженной флюидальной текстурой. Последняя направлена круто, параллельно контактам с вмещающими породами. Состоят фельзиты из микрофельзитового агрегата кварца и полевых шпатов, на фоне которых лишь изредка отмечаются фенокристы полевых шпатов и кварца.

Неогеновые экструзии изучены очень слабо. Сведения о них отрывочны и малочисленны. Более или менее определенно к неогену могут быть отнесены слабо отпрепарированные вулканические аппараты, сложенные лиловато-серыми тонкоплитчатыми андезито-базальтами. Известны они в бассейне нижнего и среднего течения р. Акур (правый приток р. Тумнина), где они слагают ряд конусовидных вершин (горы Авча, Гулик и др.) в пределах слаборасчлененного плато кизинских базальтов.

Андезито-базальты куполов обладают трахитовой структурой и отличаются несколько повышенной щелочностью.

Как корни неогеновых базальтовых покровов могут рассматриваться небольшие по площади (0,5—2,0 *км*^{2}) массивы и дайки габбро-

http://jurassic.ru/

базальтового состава, расположенные вблизи покровов кизинских базальтов на горе Гыджу (правобережье р. Бол. Ходя), к востоку от Советской Гавани и в других местах.

В низовьях рек Коппи и Топты, в бассейне среднего течения р. Начага и некоторых других районах известны некки дацитов и липаритов, прорывающие андезито-базальты кизинской свиты (М. А. Ахметьев). Некки незначительны по площади (не более 1,5 $км^2$). Характеризуются они крутыми контактами и широким развитием в их эндоконтактах лавобрекчий, существенно состоящих из обломков пород субстрата.

Еще меньше сведений имеется об экструзиях четвертичного возраста. Лишь в единичных случаях отмечаются четвертичные вулканы типа щитовых, устанавливающиеся по возрастанию мощности покровов и радиальному их расположению вокруг определенных центров. Один из таких центров описан Г. М. Левитаном и М. А. Ахметьевым в междуречье Акур — Хуту.

Подводя итог описанию известных экструзивных образований, уместно отметить некоторые наиболее важные их особенности: 1) приуроченность экструзий к областям широкого распространения вулканических образований, 2) генетически тесную связь экструзий с определенными вулканическими комплексами, 3) локализацию экструзий в зонах долгоживущих глубинных разломов и структурных швов, которые одновременно обусловливали и основные закономерности в размещении вулканических комплексов. 4) сравнительно кислый состав пород, слагающих экструзии, 5) частую ассоциацию экструзий с игнимбритами и туфолавами, 6) развитие в районах жерловин радиальных и кольцевых разломов, 7) интенсивный гидротермальный метаморфизм пород экструзий.

Заслуживают внимания и такие признаки экструзий, как присутствие брекчиевых фаций в эндоконтактовых зонах экструзивных тел, широкое развитие флюидальных текстур, стекловатых, невадитовых и серийно-порфировых структур.

В целом экструзии изучены еще совершенно недостаточно. Многие из них закартированы, несомненно, как покровные эффузивы, другие — как типичные интрузии. Следует отметить, что экструзии практически неизвестны на обширной территории Амурской области, где покровы эффузивов в значительной степени эродированы. Однако и здесь можно ожидать открытие корневых частей вулканических построек центрального, линейного и других типов. В этом отношении представляют интерес установленные в последние годы в различных частях территории Амурской области штокообразные интрузии гипабиссального облика, вмещающие штокверкового типа рудопроявления молибдена, полиметаллических руд и других видов полезных ископаемых. Не исключена возможность, что они представляют собой глубокие корневые части древних вулканических центров.

Реальная возможность открытия экструзий имеется в пределах зон глубинных разломов и структурных швов, ограничивающих с севера Буреинский массив и с юга протерозойское обрамление Алданского щита. Поиски и изучение здесь экструзий — задача дальнейших геологических исследований.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА

Магматизм Амурской области и Хабаровского края чрезвычайно разнообразен, что обусловлено различными типами и возрастом составляющих ее геотектонических элементов (гл. III).

http://jurassic.ru/

Естественно, что в каждом типе структур магматизм проявляется специфично, с разной степенью интенсивности, в различной форме и различной последовательности. Основные проявления магматизма связаны с движениями в раннем докембрии — раннем кембрии (байкальские движения), среднем палеозое, верхнем палеозое — мезозое и, наконец, в палеогене.

Ранний докембрий. Магматизм раннего докембрия, вне пределов Алданского щита, изучен еще очень мало. Предполагается, что расчленение единого древнего массива археид востока Азии, фрагменты которого сохранились в виде архейских ядер Алданского, Синийского и Корейского щитов, относится к раннему протерозою и связано с люйлянскими движениями (1600—1700 млн. лет). Наряду с начавшим тогда формироваться осадочным чехлом платформы (уянская и учурская серии на Сибирской платформе, хуто и ляохе на Синийской, санвон на Корейской платформе с абсолютным возрастом толщ 1400—1500 млн. лет) заложился или отчасти продолжал свое развитие протяженный пояс протерозоид, отвечающий весьма мобильной зоне планетарных глубинных разломов на широте 53—56°. Северная кромка этой активизированной зоны ныне предстает в виде протяженного Станового пояса протерозоид, окаймляющего с юга и юго-востока Сибирскую глыбу. Длительная и сложная история развития магматизма этого пояса полностью еще не расшифрована. Наиболее древние, в той или иной степени метаморфизованные, образования представлены майско-джанинским комплексом амфиболитов, габбро-амфиболитов, габбро-диоритов и пироксенитов. Предполагается, что в первоначальном своем виде эти образования отвечали своеобразной офиолитовой и габбровой формации начальных стадий развития протерозойской геосинклинали. В последующем эта формация претерпела интенсивный региональный метаморфизм (вплоть до амфиболитовой фации) и была мигматизирована и гранитизирована.

Позже произошло становление цепи массивов анортозитов, трассирующих протяженную систему разломов, окаймляющих сибирскую глыбу на огромном протяжении от Джугджура до истоков р. Олекмы. Условия образования этого своеобразного комплекса являются дискуссионными. По-видимому, в данном случае наиболее приложима гипотеза П. Мишо об анатектической дифференциации («параанатексис»). Эта гипотеза предполагает, что в результате глубокого метаморфизма в верхних частях зоны ультраметаморфизма происходит мобилизация кремния и щелочей (главным образом калия) и в конечном счете имеет место гранитный анатексис. В более глубоких частях катазоны, обедненной этими химическими элементами, происходит остаточное обогащение кальцием и отчасти натрием и алюминием. В результате образуются породы типа лейконоритов и анортозитов. Кислыми по составу продуктами анатектической дифференциации, видимо, являются так называемые древнестановые гранитоиды. Отдельные фации последних в период наиболее интенсивной складчатости приобретают пластичность, перемещаются и ведут себя как «магматические» граниты.

С заключительными стадиями развития протерозоид связано формирование сложного комплекса богатых калием марагайских метасоматических гранитоидов.

Металлогеническое значение докембрийских плутонических комплексов нуждается в более полном изучении. С габбро-анортозитовыми и амфиболитовыми комплексами Становика — Джугджура ассоциированы рудопроявления и россыпи ильменита и титаномагнетита.

http://jurassic.ru/

Еще в 30-е годы Д. С. Коржинский установил связь с древнестановыми гранитами гидротермальных образований типа филлитизированных милонитов, т. н. гнейсоидов. Предполагалось, что они служат коренным источником золота, питающим россыпи Станового хребта. Однако ряд специалистов склоняется к мнению о более позднем (мезозойском) возрасте золотоносности хр. Станового.

Работами последних лет установлено крупнейшее самостоятельное значение «байкальского» этапа развития структур востока Азии, продолжавшегося в течение синия (рифея) и раннего палеозоя. М. И.Ициксон и С. А. Музылев (1963) считают, что подвижные области дальневосточных байкалид за это время прошли длительный и полный (завершенный) цикл развития.

С периодом главной складчатости подвижной области байкалид в раннем палеозое связано внедрение гранитоидов преимущественно калиевой ветви, нередко лейкократовых, местами турмалиновых (например, биджанский комплекс на Малом Хингане). Эти граниты, для которых получена группа определений абсолютного возраста — 355—570 млн. лет, прорывают кембрийские отложения и содержатся в гальке конгломератов среднего девона, а в районе р. Норы также и силура. На сопредельной территории юго-западного Приморья с ними, по-видимому, могут быть сопоставлены вознесенские граниты, а на северо-востоке КНР — бамяньтунские граниты, описанные А. М. Смирновым. Серии моласс, возникшие в завершающие стадии развития подвижной области байкалид, содержат гальку этих гранитоидов, а также обломки ассоциированных с ними оловоносных грейзенов. Близки им по возрасту и раннепалеозойские (досилурийские) граниты района рек Гари, Мамына и прииска Октябрьского в среднем Приамурье, имеющие абсолютный возраст 422—495 млн. лет.

Видимо к несколько более ранней стадии развития байкалид относятся протяженные лентовидные интрузии диоритов, габбро, габбродиоритов зейско-депского комплекса, контролируемые региональными глубинными разломами длительного развития типа краевых швов (Южно-Тукурингрский, Халано-Глебовский и другие разломы). К сожалению, ни возрастное положение этих интрузий, ни характер их взаимоотношений с разломами в достаточной мере не выяснены.

Своеобразную петрографическую провинцию представляет юго-восточная окраина Сибирской платформы, где установлены две четко выраженные эпохи позднекембрийского платформенного магматизма. С первой из них, предположительно раннесинийской (абсолютный возраст приблизительно 1500 млн. лет), связаны гипабиссальные, а в главной своей части субвулканические массивы, силлы и излияния субщелочных и щелочных порфиров, а также гранитов улканского комплекса (рибекитовые граниты, граносиениты и граносиенит-порфиры, альбитизированные граниты, кварцевые порфиры), изученного Н. Д. Зленко и Н. С. Шпак. Образования улканского комплекса отчетливо тяготеют к зоне краевых разломов длительного развития, ограничивающих с юга и юго-востока Сибирскую платформу. По ассоциации магматических пород, их геологическим и петрохимическим особенностям улканский комплекс обнаруживает сходство с субщелочными гранитоидами Африканской платформы, в частности, с «молодыми» гранитами Северной Нигерии (плато Джос и др.).

Вторая эпоха позднекембрийского магматизма на платформе, датируемая абсолютным возрастом 650—680 млн. лет, характеризуется кольцевыми интрузиями ультраосновных щелочных пород с которыми ассоциированы поля карбонатитов. Эти массивы — (Арбарстах, Ингили, Кондер, Горное Озеро) намечают открытую на северо-запад огромную

http://jurassic.ru/

дугу, следующую параллельно ограничениям окраин платформы. Как это впервые было установлено В. А. Ярмолюком (1946), кембрийские отложения юдомской свиты с размывом ложатся на эти массивы.

Синийско-кембрийская эпоха на Дальнем Востоке имеет существенное металлогеническое значение. Имеются предпосылки для обнаружения некоторых рудно-минеральных комплексов эндогенного происхождения. С этой точки зрения привлекают внимание позднедокембрийские магматические образования востока Сибирской платформы, в особенности ультраосновные и щелочные интрузии. По аналогии с другими районами, помимо ассоциации минералов, сопровождающих карбонатиты, здесь вероятны также концентрации платины и хрома.

С раннепалеозойскими лейкократовыми гранитами главной фазы складчатости байкалид ассоциирован разнообразный комплекс месторождений — олова, свинца и цинка, фтора (флюорит) и, вероятно, золота.

После завершения байкальских движений территория юга Дальнего Востока в раннем и отчасти среднем палеозое испытывала общее длительное воздымание. В дальнейшем, в начале среднего палеозоя, главным образом, силура, наметилась дифференциация и активизация эпибайкальского сводового поднятия. На западе и на севере заложились геосинклинальные прогибы в Восточном Забайкалье, Верхнем Приамурье и Западном Приохотье. В то же время обширные территории Сихотэ-Алиня и Среднего Приамурья (Буреинский массив) испытывали устойчивое воздымание, сохраняя особенности режима Бохайского сводового поднятия. С этой стадией геосинклинального развития связано внедрение относительно небольших массивов основных и ультраосновных пород Шантарских островов (о-в Феклистов) и Верхнего Приамурья. Предположительно к этому времени приурочено и внедрение субщелочных пород (сиениты, граносиениты, олигоклазиты), известных в районе междуречья Бол. Ольдой — Уруша в Верхнем Приамурье. Наконец, еще менее обоснован среднепалеозойский возраст умеренно-кислых и средних пород Янкано-Джелтулинской зоны (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты), охарактеризованный выше Т. А. Милаем.

В целом, достоверно документированные среднепалеозойские ранние стадии развития Монголо-Охотской геосинклинали, отмеченные устойчивым прогибанием, характеризуются слабым проявлением магматизма. Только в отдельных наиболее подвижных участках (Шантарские острова, отдельные районы верхнего Амура) формируются гипербазитовые и базитовые сложнодифференцированные комплексы. В целом же типичные проявления офиолитовой формации чужды рассматриваемой в данной работе части Монголо-Охотской геосинклинальной области. Металлогеническое значение среднепалеозойского магматического этапа весьма скромно и в сущности ограничивается указанием на отдельные рудопроявления хромита и платины (в форме самородной платины и сперрилита), а также никеля в связи с гипербазитовыми и габбровыми массивами.

Начало позднего палеозоя отмечено важными событиями в истории геологического развития востока Азии. Первыми предвестниками этих событий было появление в раннем и среднем девоне отдельных прогибов на окраине Буреинского массива. К этому времени относится, по-видимому, заложение Сихотэ-Алиньской геосинклинали. Прогибы ранней стадии ее развития, отмеченные отложением в карбоне мощных терригенных и кремнисто-терригенных толщ, характеризуются внедрением силлов и излияниями, отчасти в наземных условиях, диабазов и порфиритов. Значительно реже формируются (возможно на поднятиях)

http://jurassic.ru/

и более кислые породы типа кварцевых порфиров. Однако типичные проявления спилитово-кератофировой или офиолитовой формации в данном случае столь же мало характерны, как и для соответствующих стадий развития Монголо-Охотской геосинклинали. Одновременно с интенсивным погружением трога Сихотэ-Алинской геосинклинали на западе в Восточном Забайкалье и Верхнем Приамурье наметилась тенденция к воздыманию. Особо устойчивые воздымания претерпел Буреинский массив, противостоявший в качестве области поднятия первоначально (в раннем и среднем палеозое) прогибам Монголо-Охотской, а с верхнего палеозоя — Сихотэ-Алинской геосинклиналей. В настоящее время — это обширная область почти сплошного развития гранитоидов. Длительное время существовало представление, что это огромный батолит раннепалеозойских и главным образом варисских гранитоидов. Историко-геологический анализ позволил дать иную трактовку особенностям развития Буреинского массива. Как предполагают Г. В. Ициксон (1961) и Б. И. Лови (1961), наряду с типично-магматического типа интрузиями раннепалеозойского возраста — биджанскими и др. (абс. возраст 335—570 млн. лет), в пределах Буреинского массива господствующим распространением пользуются ультраметаморфогенные гранитоидного состава образования, представляющие продукты изменения (в условиях больших глубин) сино-кембрийских и более древних осадочно-метаморфогенных и магматических образований. Многочисленные определения абсолютного возраста ультраметаморфогенных гранитоидных продуктов Буреинского массива дают группу цифр 257—264 млн. лет или еще меньших. Эти цифры, характеризующие время ультраметагенеза в глубинных зонах Буреинского массива в верхнем палеозое, а по некоторым цифрам и в раннем мезозое, хорошо коррелируются с временем интенсивного прогибания в сопредельных с востока геосинклинальных прогибах.

Таким образом, необходимо согласиться с Г. В. Ициксон и Б. И. Лови, что характеризуемые гранитоидные комплексы ультраметаморфогенного происхождения, возникающие в глубинных частях областей поднятий, являются эквивалентами осадочных толщ, образующихся в сопряженных с этими поднятиями геосинклинальных прогибах.

Интересно, что наиболее интенсивно процессы позднепалеозойской гранитизации проявились в зоне глубинных разломов восточной окраины Буреинского массива в месте контрастного сочленения области поднятия с прогибами ранней стадии развития геосинклинали. Эта зона отмечена лентовидной полосой аляскитоидных интрузий харинского комплекса, направление которой отвечает ограничению Буреинского массива и контурам прилежащей складчатой области.

Позднепалеозойская (возможно, верхнепалеозойская — раннетриасовая) магматическая эпоха, так же как и среднепалеозойская, не отмечена сколь-нибудь существенными концентрациями полезных ископаемых эндогенного происхождения. С комплексом тырмо-буреинских и сходных с ними гранитоидов известны многочисленные мелкие рудопроявления олова, молибдена, вольфрама в пегматитовых и высокотемпературных кварцевых жилах.

Как можно видеть, ранние стадии развития прогибов СихотэАлинской геосинклинали (карбон — ранний мел) отмечены относительно слабым проявлением интрузивного магматизма и минерализации. Интенсивные процессы ультраметагенеза и связанного с ним гранитообразования типичны для областей воздымания, точнее для глубинных их корневых зон, позже выведенных на поверхность в результате поднятия.

http://jurassic.ru/

Мезозойский магматизм, главным образом позднемезозойский, проявлен на рассматриваемой территории интенсивно и многообразно. Крупное металлогеническое значение интрузий этого времени привело к их лучшей изученности, что дает возможность более полно восстановить историю их становления и развития. Геотектонические особенности отдельных частей территории Дальнего Востока в мезозое предопределили и специфический характер магматизма в каждой из них.

По этому признаку можно наметить три типа территорий: 1) геосинклинальные (складчатые) области (северная часть Сихотэ-Алинской области, включая Нижнее Приамурье); 2) окраины геосинклинальных (складчатых) областей, срединные массивы и их обрамление (Буреинский массив и прилежащие к нему окраинные части Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской складчатых областей); 3) зоны активизации в раме мезозойских складчатых областей (зона Становика-Джугджура).

Как указывалось, ранние стадии развития Сихотэ-Алинской геосинклинали на территории Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья продолжались от начала позднего палеозоя вплоть до раннего мела. Магматизм в течение этого отрезка времени проявлялся только в форме излияний и пластовых интрузий диабазов и порфиритов, имевших в общем ограниченное распространение. Определенно установленных признаков формирования в эту пору более глубинных фаций магматических пород здесь неизвестно.

В середине раннего мела, главным образом в барреме — альбе, произошла главная складчатость, замыкание ряда геосинклинальных прогибов и превращение их в области поднятий. Чрезвычайно активизировалась система региональных глубинных разломов, в особенности зона Центрального Сихотэ-Алинского структурного шва. Именно с этим пароксизмом тектонических движений связано внедрение интрузий хунгарийской серии, протяженные цепи которых трассируют шов и его ответвления почти на всем протяжении Сихотэ-Алиня. В состав серии входят гипербазиты и габбро, главным образом серпентиниты по перидотитам и гарцбургитам, и секущие их биотитовые и реже двуслюдяные граниты. Биотитовые граниты нередко обнаруживают отклонения в сторону адамеллитов. Граниты слагают крупные массивы (от 150—200 $км^2$ до 1000 $км^2$ и более), пересекающие под небольшим углом вмещающую складчатую структуру. В рассматриваемом районе с образованиями этой серии существенных признаков минерализации не установлено.

С периодом консолидации складчатой области Сихотэ-Алиня, охватывающем поздний мел и палеоген, связано становление еще трех интрузивных серий — нижнеамурской (золотоносной), мяо-чанской и бачелазской (оловоносных) серий в самом конце мела и верхне-удомской (слабо оловоносной) в раннем палеогене.

Нижнеамурская серия сложного состава, от габбро-диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов до лейкократовых гранитов, сопровождается многообразным комплексом дайковых образований, преимущественно среднего и умереннокислого состава. Последний имеет важное значение, контролируя золотоносность Нижнего Приамурья. По петрохимическим особенностям образования нижнеамурской серии относятся к известково-щелочному типу (по А. Н. Заварицкому) и характеризуются относительно невысоким содержанием щелочей, при некотором преобладании натрия над калием.

Мяо-чанская (бачелазская) и верхне-удоминская серия, отвечающие прогрессирующей консолидации складчатой области, имеют сходную направленность развития от более основных разностей к более позд-

http://jurassic.ru/

ним — кислым (по содержанию SiO_2 изменения от 51—55% до 76—77%). В целом это сложнодифференцированные серии с четко выраженным пересыщением глиноземом уже при отчетливо преобладающей роли калия.

Размещение массивов нижнеамурской, мяо-чанской, бачелазской и верхне-удоминской серий практически не связано с особенностями вмещающей их складчатой структуры. Оно целиком контролируется разветвленной сетью глубинных разломов. Это определяет преимущественную локализацию массивов в виде более или менее протяженных цепочек, под тем или иным углом секущих генеральное направление складчатой структуры, к моменту внедрения интрузии уже окончательно сформированной и консолидированной.

В позднем палеогене в период полной консолидации складчатой области в связи с активизацией структуры Восточно-Азиатского вулканического пояса произошло формирование прибрежной серии (кварцевые диориты, сиенито-диориты, гранодиориты, граниты) заметно повышенной щелочности. В отличие от мяо-чанской и других более ранних оловоносных серий эта серия отмечена заметным преобладанием роли натрия среди щелочей и весьма слабым пересыщением глиноземом. Металлогения прибрежной серии мало еще изучена. С ней ассоциируют признаки сульфидной минерализации. С платформенной неоген-антропогеновой стадией развития района связано внедрение своеобразных щелочных базальтоидов близких пикритам, мончикитам, тешенитам и т. п., известных в бассейне р. Анюя и других территориях Северного Сихотэ-Алиня.

Мезозойский интрузивный магматизм сложно построенной области верхнего и части Среднего Приамурья, охватывающей Буреинский массив, и тяготеющие к нему окраинные зоны Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской складчатых областей еще очень слабо изучен. В восточной части этой области он обнаруживает много сходных черт с магматизмом внутренней части Сихотэ-Алинской геосинклинали. В данном случае только «направляющим», или осевым, глубинным разломом, является, по М. И. Ициксону, Буреинский глубинный разлом, ограничивающий с востока одноименный массив. Вдоль разлома на протяжении более 600 *км* прослеживается цепь крупных гранитоидных массивов умереннокислых и главным образом кислых интрузий (Буреинский, Эзопский, Урмийский и др.) с проявлениями оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализаций кварцево-жильного и грейзенового типа.

В тесной генетической и пространственной связи с этими массивами находятся поля близких им по возрасту меловых преимущественно кислых эффузивов и субвулканических образований Хингано-Баджальского вулканического пояса. В этом случае очевидно, что и вулканический пояс и цепь интрузий эзопского (бурея-урмийского) комплекса контролируются одной и той же системой Буреинского регионального глубинного разлома. Комагматичность плутонической и вулканической ветвей позднемезозойского магматизма в данном случае подчеркивается не только взаимными переходами, но и сходством петрохимических особенностей и в особенности единой направленностью магматического процесса. Последнее проявляется в том, что каждый цикл, будь то плутонический, будь то вулканический, начинается с внедрения магмы среднего и умереннокислого состава, предшествующего главной по значению фазе кислого состава (гомодромный тип развития, по А. Н. Заварицкому).

От магмоконтролирующего (магмовыводящего) Буреинского разлома ответвляются на запад, в сторону Буреинского краевого про-

http://jurassic.ru/

гиба и срединного массива, и на восток, в сторону главных прогибов геосинклинальной области, интрарегиональные «поперечные» разломы с свойственным им магматизмом (Ициксон, 1963). С западными ветвями, ответвляющимися в сторону Буреинского массива, ассоциируют малые интрузии, дайки, штоки, межслоевые внедрения диоритовых и диабазовых порфиритов, микродиоритов и реже гранодиорит-порфиров октябрьского-иораханского комплекса и ассоциирующей с ними золотой, ртутной и сурьмяной минерализацией. Еще далее на запад по мере вхождения разломов в более внутренние части Буреинского массива на удаленных звеньях интрузивных цепочек, помимо даек золотоносных порфиритов, появляются штоки и дайки щелочных гранитов, гродудитов и сольвсберитов.

Таким образом, вдоль западной поперечной ветви, пересекающей краевой прогиб и следующей далее в область срединного массива, наблюдается закономерная смена проявлений магматизма от крупных оловоносных гранитных интрузий главного шва Буреинского разлома, через малые золотоносные интрузии среднего состава (порфириты, микродиориты) в краевом прогибе и смежной части массива к щелочным гранитам и щелочным сиенитам с признаками редкометальной минерализации во внутренней части срединного массива.

Иную петрографическую направленность обнаруживают восточные ветви интрарегиональных разломов, пересекающих структуры складчатой области. По мере движения на восток крупные гранитные массивы эзопского (бурея-урмийского) комплекса сменяются сложнодифференцированными интрузиями кварцевых монцонитов и лейкократовых гранитов мяо-чанской (бачелазской) серии. Соответственно кварцево-касситеритовая, кварцево-жильная вольфрамовая, молибденовая минерализация сменяются оловянной — силикатно-касситеритовой формации и олово-полиметаллической, иногда с заметным содержанием меди. На внешних наиболее удаленных концах ветвей появляется ртутная минерализация.

Своеобразен магматизм окраинных частей Монголо-Охотской складчатой области на территории Верхнего Приамурья. Однако и здесь в весьма наглядной форме выявляется та же тенденция связи мезозойского магматизма с активизированными зонами глубинных разломов. Наиболее ранние продукты мезозойского магматизма — габбро, диориты, диабазы в форме штоков, даек и, что особенно типично, протяженных лентовидных интрузий, отчетливо приурочены к швам Южно-Тукурингрского и Усть-Гилюйского (Тукурингрского) глубинных разломов.

Сходную структурную позицию имеет и комплекс сиенитов и гранитов повышенной щелочности (сиениты, олигоклазовые сиениты, граносиениты, щелочные граниты и граниты), слагающие малые интрузии (абс. возраст 125—150 млн. лет), прорывающие позднеюрские континентальные отложения. Они широко представлены в бассейнах рек Уруша, Бол. Ольдой, Нюкжа, Тында (Гилюйская) и т. д. Как считает Т. А. Милай, это восточное продолжение протяженного пояса подобных интрузий, следующего из Забайкалья от р. Уды, через Хилок, Ингоду и Нерчу до Уруши и Ольдоя. В Восточном Забайкалье эти образования в последние годы объединяют и так называемый нерчуганский комплекс.

Как указывалось, к тем же швам приурочены и сходные по составу раннепалеозойские интрузивные образования зейско-депского комплекса. Это свидетельствует о том, что мезозойские магматические образования использовали систему старых, неоднократно ранее приот-

http://jurassic.ru/

крывавшихся и активизированных в мезозое магмовыводящих тектонических швов.

С более молодыми движениями в раннем мелу (абс. возраст 113—140 млн. лет) связано внедрение относительно крупных, площадью 400—900 *км*^{2} умеренно кислых гранитоидов (наиболее часто гранодиоритов), массивы которых широко представлены в системе рек Уркана, Ольги, Арби, Тыгды и др. Близки им по возрасту (абс. возраст 120 млн. лет) дайки, чаще дайковые поля, золотоносных диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритов, гранодиоритов аналогов октябрьско-иораханского комплекса, широко распространенных в окрестностях приисков Октябрьского, Ясного, Пионер и др.

Позднемеловые интрузии крайне слабо представлены на территории Верхнего Приамурья. К ним относят диориты, габбро-диориты, пироксеновые кварцевые диориты и реже гранодиориты, слагающие мелкие штокообразные тела (массив горы Бекельдеуль и др.).

Мезозойский магматизм зон активизации в раме мезозойской складчатости в наиболее яркой форме проявился в области протерозоид Становика—Джугджура.

Эта территория завершила свое развитие в качестве складчатой области в протерозое. Во всей своей дальнейшей истории развития она представляла устойчивую область воздымания, игравшую временами роль краевого поднятия по отношению к сопредельной Монголо-Охотской складчатой области. Это своеобразное сооружение, имеющее в своей основе систему крупнейших глубинных разломов, отличается высокой степенью мобильности. Особенно интенсивно процессы активизации в системе этих разломов происходили в мезозое. Они проявились в виде крупных поднятий и глыбового (блокового) расчленения сетью разломов. Однако наиболее ярко эти процессы сказались в интенсивнейшем оживлении магматических процессов. В глубинных зонах усилились процессы ультраметаморфизма и магмообразования. Сильные восходящие движения в сочетании с хорошо разработанными системами разломов, частично вновь заложенными, а главным образом, регенерированными, определили возможность поднятия продуктов ультраметагенеза на более высокие уровни, где они локализовались в форме аллохтонных массивов гранитоидов.

Протяженная цепь подобных интрузий, названная Л. И. Красным (1960) телеорогенными, трассируя наиболее проницаемую часть системы Станового разлома, прослеживается более чем на 1000 *км*, от верховьев р. Олекмы до хр. Джугджур, где сливается с цепью очень на них похожих меловых интрузий охотского комплекса. На всем этом протяжении при сохранении сходных черт и сходной последовательности внедрения интрузий происходит некоторое смещение этого процесса во времени от позднеюрского на западе до приблизительно начала позднего мела на востоке.

Последовательность развития рассматриваемого комплекса здесь во многом сходна с той, которая имеет место и для складчатых областей, но все же достаточно своеобразна. Наиболее ранние, незначительные по объему внедрения, имеют основной состав. Затем следует главная фаза — крупные массивы гранитоидов, существенно гранодиоритового состава. Позже внедряются гранитные интрузии. Завершающая стадия магматизма представлена пестрым комплексом гипабиссальных и субвулканических малых интрузий кислого, среднего и субщелочного состава. С этим наиболее поздним комплексом предполагается связь свинцово-цинковой и золотой минерализации обрамления Сибирской платформы.

В заключение намечаются некоторые общие выводы.

http://jurassic.ru/

1. Наиболее существенное значение имели две следующие эпохи интрузивного магматизма: 1) раннепалеозойская и позднедокембрийская для юго-восточной окраины Сибирской платформы и 2) мезозойская.

2. Возраст мезозойского магматизма на обширной территории от Забайкалья до окраинных морей востока Азии последовательно смещается «омолаживается» в направлении с запада на восток, т. е. в направлении от континента к Тихоокеанской впадине. Одновременно в том же направлении, т. е. в направлении от области континентальной коры к коре переходного и океанического типа, происходит некоторое нарастание «мезократовости» магматических комплексов. Этот факт, впервые подмеченный еще С. С. Смирновым (1946), впрочем, нуждается еще в более полном обосновании объективными расчетами распространения отдельных типов магматических пород.

3. Анализируя место интрузивного магматизма в общем ходе развития мезозоид Дальнего Востока можно наметить следующие общие контуры его эволюции.

Геосинклинальная стадия развития мезозоид отличается относительно малой контрастностью тектонических движений. В погружающихся интрагеосинклинальных прогибах, где происходило осадконакопление, интрузивный магматизм проявлен скудно. По-видимому, процессы перестройки коры, ультраметаморфизма и магмообразования в это время локализуются на глубине в разломах фундамента геосинклинали и ее краевых поднятий. Восхождение этих магматических продуктов на уровень осадочного чехла происходит в более поздние стадии развития, в основном уже после главной фазы складчатости. В это время обособляются зоны центральных поднятий и вдоль их ограничений, а также ограничений срединных массивов активизируются движения по региональным глубинным разломам или швам. Эти швы отмечены линейными цепями гранитных батолитов хунгарийского, эзопского и других сходных с ними комплексов.

Поздние стадии развития складчатых поясов мезозоид, отмеченные возрастающей консолидацией и затуханием складчатых процессов, характеризуются все большей дифференциацией тектонических движений, образованием блоковых структур и систем разломов, направленных под углом относительно более ранних складчатых или разрывных дислокаций. С этими стадиями развития связаны сложно дифференцированные металлогенически продуктивные комплексы гранитоидов и монцонитоидов мяо-чанского, бачелазского, верхне-удоминского и других сходных с ними комплексов. В специфических условиях периферических частей складчатых областей и Буреинского массива эта стадия магматизма проявилась в виде диоритовых, порфиритовых и мезократовых комплексов малых интрузий (октябрьско-иораханский комплекс), определяющий золотоносность обширных территорий среднего и отчасти Верхнего Приамурья. Крайними дифференциатами этого комплекса являются щелочные граниты, грорудиты и сольвсбериты.

Стадия молодой платформы отмечена внедрением базальтов и щелочных базальтов и их интрузивных аналогов.

Связь мезозойского интрузивного магматизма преимущественно с поздними стадиями становления складчатых областей, т. е. формирование интрузий в условиях далеко зашедшей консолидации структур и раздробления их сетью разломов, обусловило ряд специфических особенностей магматических пород. Эти особенности явились следствием высокой степени проницаемости среды, что дало возможность магматическому материалу достигнуть высоких уровней и кристаллизоваться на умеренных и небольших глубинах, а в ряде случаев и достигнуть поверхности, образуя экструзии и излияния.

http://jurassic.ru/

Отсюда вытекает несколько важнейших особенностей мезозойских интрузивных образований Дальнего Востока.

1. Интрузии в главной своей части, независимо от их размера, выполняют более или менее открытые полости и относятся к трещинному типу.

2. Становление интрузий происходит на умеренных или чаще малых глубинах в условиях относительно невысоких давлений.

3. Интрузии теснейшим образом связаны в пространстве и времени с вулканогенными образованиями, образуя единые комагматические интрузивно-вулканогенные серии или ряды.

4. Интрузии генетически и пространственно ассоциированы с глубинными разломами.

http://jurassic.ru/

Глава VI

ОСОБЕННОСТИ АНОМАЛЬНЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

За последние годы началось интенсивное изучение глубинного геологического строения.

Северная и северо-западная часть описываемой территории характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести. Положительные аномалии силы тяжести наблюдаются на юге в районе Амуро-Зейского и Амуро-Сунгарийского прогибов, а также на участках, тяготеющих к побережью Охотского моря и Татарского пролива. Центральная часть хр. Сихотэ-Алинь отмечается отрицательными аномалиями силы тяжести.

Значительное повышение аномальных значений силы тяжести на побережье Охотского моря отражает приближение к поверхности слоя *M,* глубина которого, по данным Р. М. Деменицкой и др., на Алданском щите составляет 45—55 *км,* в Хабаровском крае 35—45 *км* и под Охотским морем 25—35 *км.* Сихотэ-Алинь, как и другие молодые складчатые области, характеризуется отрицательными гравитационными аномалиями. Отрицательные аномалии характерны также и для зоны с широким развитием гранитов (Буреинский массив). Подобную прямую связь между отрицательными аномалиями силы тяжести и выходами гранитов отмечает В. В. Федынский. Районы депрессий, расположенные на предположительно консолидированном фундаменте (Амуро-Зейский и Амуро-Сунгарийский прогибы), отмечаются положительными значениями силы тяжести, с понижением и даже с отрицательными значениями в областях мезозойско-кайнозойских впадин (Белогорская, Екатеринославско-Михайловская и др.).

Зонами больших градиентов силы тяжести (гравитационными ступенями) выделяются тектонически ослабленные области, разбитые многочисленными разломами. Здесь, как правило, наблюдается многофазная магматическая деятельность, в результате которой развились различные интрузивные и эффузивные образования. Эти зоны разломов (структурные швы) разбивают фундамент на ряд отдельных глыб.

В последующие годы гравиметрическими наблюдениями охвачены Амуро-Зейский и Амуро-Сунгарийский мезозойские прогибы, а также часть Буреинского массива. Основной гравитационно активной границей является граница между фундаментом и осадочными отложениями. Причем в Амуро-Зейском прогибе фундаментом являются палеозойские, главным образом кристаллические породы (граниты, отчасти гнейсы), а в Амуро-Сунгарийском прогибе — мезозойские метаморфизованные породы.

В. С. Волхонин в Амуро-Зейском прогибе, по данным гравиметрических исследований, выделяет три структурные единицы: Амуро-Зейскую и Нижне-Зейскую впадины и Амуро-Мамынский выступ фундамента. В пределах впадин выявлен целый ряд прогибов, котловин и поднятий. В формировании фундамента решающая роль принадлежит в этом районе блоковым подвижкам, что особенно четко выявляется гравиметрической съемкой по резким угловатым контурам анома-

http://jurassic.ru/

лий и по зонам больших градиентов, разделяющих отдельные аномалии.

В Нижне-Зейской впадине отрицательными аномалиями представлены мезозойские погружения фундамента, перспективные на поиски нефти и газа. К этим погружениям относятся: Белогорское, Екатеринославско-Михайловское и Лермонтовское, где мощность осадочной толщи достигает 3000—3500 *м*.

На севере Амуро-Зейского прогиба отрицательными аномалиями оконтуриваются юрско-меловые впадины.

Положительными аномалиями силы тяжести отображаются Амуро-Мамынский выступ фундамента, который местами выходит на поверхность. Характер поля над выступом осложняется отрицательными аномалиями, которые характеризуют мелкие локальные впадины (Свободненская, Сычевская и т. д.) с мощностью осадочных отложений до 800 *м*.

Изученная часть Буреинского массива характеризуется сложным гравитационным полем. Отмечаются отрицательные значения аномалий силы тяжести с целым рядом локальных минимумов, вытянутых в северо-восточном направлении. В зоне сочленения Буреинского массива с Амуро-Зейским прогибом наблюдаются большие горизонтальные градиенты, вытянутые в меридиональном направлении. К северу зона меняет свое направление на северо-восточное. По линии Ново-Киевка Чекунда выделяется цепочка линейных аномалий. Южная часть Буреинского массива фиксируется в основном положительными гравитационными аномалиями с несколькими минимумами. Зона сочленения южной части Буреинского массива с северной в гравитационном поле характеризуется широтной зоной больших горизонтальных градиентов.

К востоку от Буреинского массива уже в пределах Сихотэ-Алиньской складчатой области расположен Амуро-Сунгарийский прогиб. Гравитационное поле имеет здесь в основном положительные аномалии. Оно характеризуется большим количеством локальных повышений и понижений северо-восточного простирания. Границы между отдельными повышениями и понижениями фиксируются большими градиентами, что характерно для зон тектонических нарушений. В целом гравитационное поле прогиба показывает, что фундамент его разбит на отдельные глыбы с различной глубиной залегания. К западу от прогиба выделяется зона больших градиентов, тянущаяся в северо-восточном направлении от Амурзета на Кукан и далее в меридиональном направлении. Эта зона соответствует Куканскому разлому, выделенному Л. И. Красным (1960).

Общее представление о характере магнитного поля можно получить по данным аэромагнитной съемки среднего масштаба. Характер магнитного поля в основном определяется неглубокозалегающими объектами магматического происхождения. Некоторые исследователи выделяют также и региональные аномалии, обусловленные крупными глубинными объектами.

Большинство локальных аномалий связано с мезозойскими гранитоидами. Эти аномалии имеют вытянутую форму с более или менее одинаковой ориентировкой направления для крупных геологических регионов. Покровы основных и средних эффузивов, как выходящие на поверхность, так и погребенные под плащом рыхлых осадков, выявляются интенсивными знакопеременными пилообразными аномалиями, часто изометричной формы. Большое количество выделенных линейных аномалий связано с трещинными интрузиями основного и среднего состава.

На рис. 105 приведена схема интерпретации магнитного поля, по данным И. И. Шапочки. На ней выделены аномальные зоны, вызван-

http://jurassic.ru/

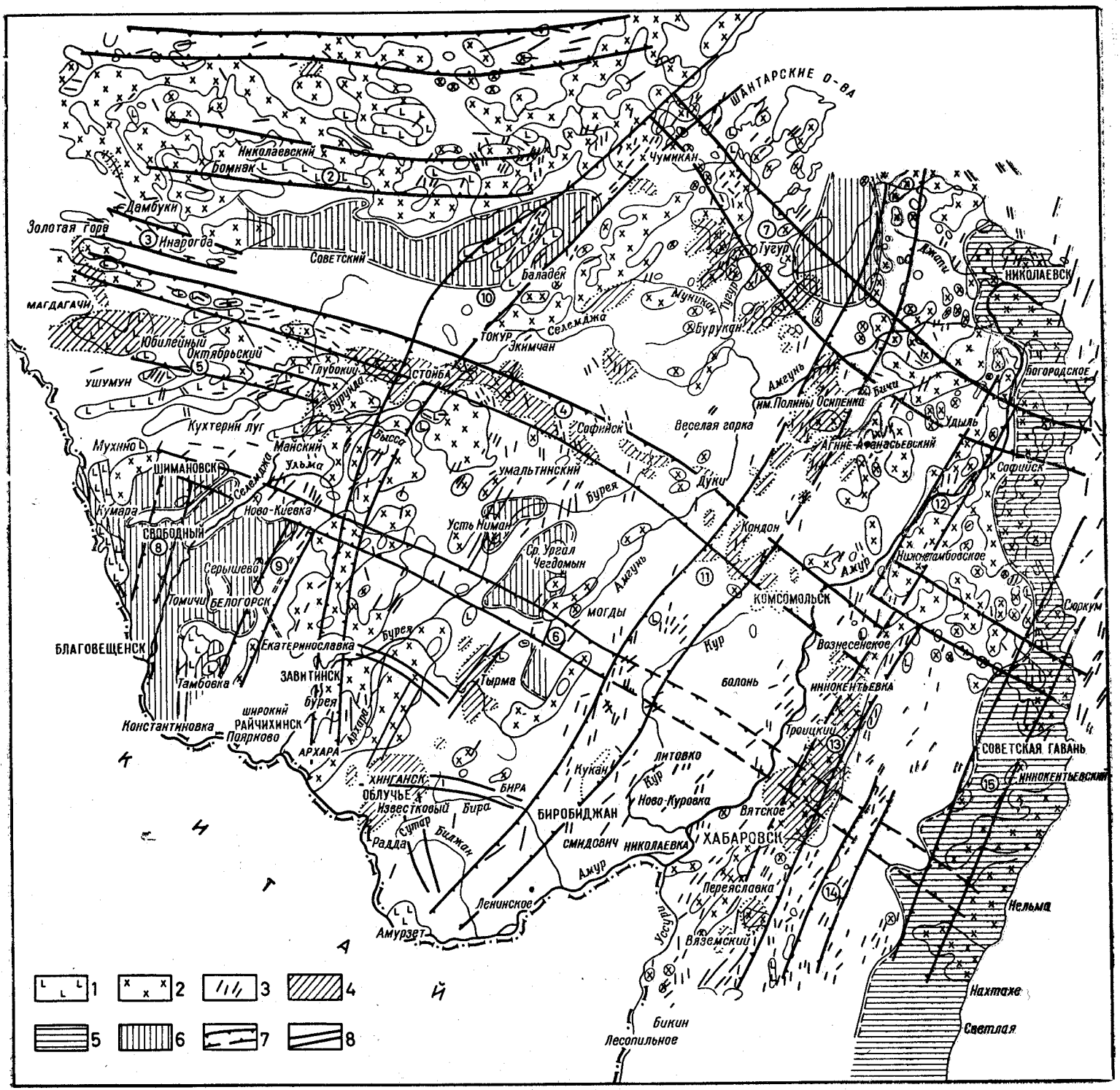


Рис. 105. Схема интерпретации аэромагнитной съемки южной части Хабаровского края и Амурской области и предполагаемые главнейшие зоны разломов

Породы различного состава, обусловливающие аномалии магнитного поля: *1* — основного и ультраосновного; *2* — преимущественно среднего; *3* — жильные дериваты интрузий и корни эффузивов; *4* — эффузивы основного и среднего состава; *5* — эффузивы Восточно-Алиньского вулканического пояса; *6* — участки повышенного поля, связанные с домезозойским фундаментом и погребенными эффузивами; *7* — зоны глубинных разломов, выраженных в магнитном и гравитационном поле; *8* — зоны локальных тектонических разломов. Зоны разломов (цифры в кружках): 1 — Альгаминская; 2 — Верхнезейская; 3 — Гилюйская; 4 — Джагдино-Ниланская; 5 — Умлекано-Огоджинская; 6 — Мамыно-Ванданская; 7 — Удыльско-Тугурская; 8 — Зейская; 9 — Томская; 10 — Удско-Буреинская; 11 — Куканская; 12 — Амурская; 13 — Западно-Сихотэ-Алиньская; 14 — Центрально-Сихотэ-Алиньская; 15 — Восточно-Сихотэ-Алиньская; 16 — Хунгарийская

ные интрузивными породами ультраосновного и основного состава, эффузивными покровами основного и среднего состава, и аномалии, обусловленные трещинными интрузиями. Можно отметить следующие основные закономерности распределения магнитного поля. В пределах юго-восточной окраины Сибирской платформы магнитное поле представлено в основном положительными аномалиями сравнительно небольшой интенсивности с отдельными аномалиями, обусловленными ультраосновными породами. В зоне сочленения Алданского щита со складчатой зоной Становика-Джугджура развито большое количество аномалий трещинных интрузий, а также аномалий, обусловленных ультраосновными интрузиями. Наличие большого количества аномалий, вытянутых в субширотном направлении, указывает на наличие крупного тектонического разлома того же простирания.

Следует обратить внимание на резкое несогласие направления линейных магнитных аномалий на Алданском щите и в зоне протерозойской складчатости Становика-Джугджура. На Алданском щите преобладающее количество аномалий имеют северо-восточное простирание, в то время как в зоне протерозойской складчатости аномалии имеют четкое субширотное простирание. Несовпадение планов аномалий указывает на резкое различие в формировании вышеуказанных структур.

В складчатой зоне Становика-Джугджура отмечена региональная магнитная аномалия, расположенная на большой глубине, которая связана с меловыми эффузивами или же основными интрузиями. Здесь довольно широким распространением наряду с интрузивными породами пользуются эффузивные покровы основного и среднего состава, хорошо отображающиеся в характере магнитного поля. Цепочками линейных магнитных аномалий выявлены зоны разломов. Все линейные аномалии, контролирующие разломы, связаны с основными и ультраосновными интрузиями. Зона сочленения протерозойской складчатой области с Монголо-Охотской отображается в магнитном поле многочисленными линейными аномалиями, трассирующими крупную зону разлома.

Монголо-Охотская складчатая область в магнитном поле отражается двояко. Если в северной части ее магнитные аномалии имеют субширотное простирание, то в южной части (Амуро-Зейский прогиб) магнитное поле резко меняется, здесь преобладает северо-восточное направление линейных аномалий.

Северо-восточное простирание магнитных аномалий сохраняется и на площади Буреинского массива и Сихотэ-Алиньской складчатой области.

В зоне сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алиньской складчатой областью наблюдается спокойное магнитное поле, осложненное цепочкой линейных аномалий, которые характеризуют Куканский разлом.

Западная часть Сихотэ-Алиньской складчатой области представлена крупными положительными аномалиями северо-восточного простирания, осложненными знакопеременными пилообразными аномалиями эффузивных покровов. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом (структурный шов) представлен цепочкой линейных аномалий трещинных интрузий.

Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс достаточно четко выявляется знакопеременными пилообразными магнитными аномалиями, характерными для покровных эффузивов основного состава. Необходимо отметить, что он продолжается на северо-восток под Татарским проливом. В целом магнитное поле Сихотэ-Алиньской складчатой области отражает интенсивное проявление разрывной тектоники, сопровождающееся многофазовыми магматическими проявлениями различного состава.

http://jurassic.ru/

Таблица 26

Характеристика предполагаемых зон глубинных разломов

Зона	Обоснование	Геофизическая характеристика	Геологическая характеристика см. рис.
Альгаминская	Геофизическое (аэромагниторазведка) и геологическое	Серия линейных магнитных аномалий субширотного простирания	Разломы в зоне сочленения Алданского щита и протерозойской складчатости Становика-Джугджура
Верхне-Зейская	Геофизическое (аэромагниторазведка)	Серия интенсивных линейных аномалий, связанных с интрузиями габбро	Предполагаемый разлом, ограничивающий с севера Верхне-Зейскую впадину
Гилюйская	Геофизическое (гравиразведка) и геологическое	Выделяется зоной больших значений горизонтального градиента	Разлом в зоне протерозойской складчатости
Джагдино-Ниланская	Геофизическое (аэромагниторазведка и гравиразведка) и геологическое	Серия линейных магнитных аномалий на западе, цепочка магнитных аномалий, связанных с покровами эффузивов, большие горизонтальные градиенты	Известные Тукурингрский и Южно-Тукурингрский разломы в зоне перехода от протерозойской к палеозойской складчатости
Умлекано-Огоджинская	Геофизическое (гравиразведка) и геологическое	Зона больших горизонтальных градиентов гравитационного поля	Западная часть Умлекано-Огоджинского вулканического пояса
Мамыно-Ванданская	Геофизическое (аэромагниторазведка) и геологическое	Цепочка магнитных гравитационных аномалий на западе и цепочка линейных магнитных аномалий на востоке	Предполагаемая зона глубинных разломов
Удыльско-Тугурская	Геофизическое (аэромагниторазведка)	Серия магнитных аномалий, обусловленных как эффузивами основного состава, так и интрузиями. Предполагается продолжение зоны на о-ве Сахалин	Предполагаемая зона глубинных разломов
Хунгарийская	Геофизическое (аэромагниторазведка)	Выделяется по резкому различию характера магнитного поля	Предполагаемая зона глубинных разломов
Зейская	Геофизическое (аэромагниторазведка) и гравиразведка	Серия линейных магнитных и гравитационных аномалий	Предполагаемая зона глубинных разломов
Томская	Геофизическое (аэромагниторазведка и гравиразведка)	Серия линейных магнитных и гравитационных аномалий	Разлом, ограничивающий с запада Екатеринославское погружение
Удско-Буреинская	Геофизическое (аэромагниторазведка и гравиразведка)	Серия линейных магнитных аномалий на севере и гравитационная ступень на юге	Южная часть — глубинный разлом, разделяющий Амуро-Зейский прогиб и Буреинский массив. Северная часть — Охотский вулканический пояс

http://jurassic.ru/

Продолжение табл. 26

Зона	Обоснование	Геофизическая характеристика	Геологическая характеристика
Куканская	Геофизическое (аэромагниторазведка, гравиразведка) и геологическое	Серия линейных магнитных и гравитационных аномалий	На юге совпадает с Куканским разломом
Амурская	Геофизическое (аэромагниторазведка) и геологическое	Серия линейных магнитных аномалий	Амурский разлом в зоне мезозойской складчатости Сихотэ-Алиня
Сихотэ-Алиньские (Западная, Центральная и Восточная)	Геофизическое (аэромагниторазведка) и геологическое	Серия линейных магнитных аномалий (Западная и Центральная) и интенсивные знакопеременные магнитные аномалии (Восточная)	Западно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс, Центральный Сихотэ-Алиньский разлом, Приморский вулканический пояс

По характеру магнитного и гравитационного поля прослеживаются аномальные зоны северо-западного простирания, пока геологическими наблюдениями не подтвержденные (за исключением западной части Джагдино-Ниланской зоны).

В магнитном поле главнейшие зоны предполагаемых разломов северо-западного простирания выделяются цепочками линейных и изометричных аномалий, связанных с интрузиями или эффузивными покровами.

Выделение зон глубинных разломов северо-западного простирания только по геофизическим данным следует рассматривать как дискуссионное.

На рис. 105 и в табл. 26 выделены главные глубинные разломы различного заложения. Некоторым из этих зон разломов соответствуют глубинные разломы и вулканические пояса, отмеченные на тектонической карте, составленной Л. И. Красным, — Альгаминский, Гилюйский, Тукурингрский, Южно-Тукурингрский, Удский, Буреинский, Куканский, Амурский и Сихотэ-Алиньский разломы, Умлекано-Огоджинский, Удско-Охотский и Приморский вулканические пояса. Верхне-Зейская, Удыльско-Тугурская, Зейская, Томская, Хунгарийская, Мамыно-Ванданская зоны разломов выделены только по геофизическим данным, причем последняя выделена впервые.

Все отмеченные зоны разломов разделяются по простиранию на две группы, указывающие на блоковое строение территории.

По характеру и интенсивности магнитных и гравитационных аномалий можно сделать вывод о более древнем заложении разломов северо-западного простирания. Зоны северо-восточного простирания, по-видимому, более молодые и неоднократно обновлялись в позднее время (в мезозое и кайнозое). Зоны северо-западного простирания в мезозое и кайнозое возобновляли свою деятельность, вероятно, только в районах пересечения с зонами северо-восточного простирания, где образовались своеобразные «тектонические узлы». Следует указать на перспективность этих узлов с точки зрения поисков месторождений рудных полезных ископаемых, связанных с магматической деятельностью, так как именно в этих узлах магматическая деятельность имела более

http://jurassic.ru/

интенсивный характер. Судя по наличию большой полосы знакопеременных интенсивных магнитных аномалий вдоль побережья Охотского моря и Татарского пролива, обусловленных покровами молодых базальтов, обновление зон разломов увеличивается на восток, т. е. чем восточнее расположена зона разломов, тем в более позднее время она обновлялась. В целом по данным аэромагнитной и гравиметрической съемок можно сделать вывод о значительно большей роли разрывных нарушений в формировании глубинного строения, чем это отмечалось ранее. Вся описываемая территория разбита на отдельные различно погруженные глыбы. Часть глыб погружена на значительную глубину. Примером подобного погружения могут служить погружение части Сихотэ-Алиня севернее Хунгарийской зоны разломов, где юрские отложения, развитые в центральной части Сихотэ-Алиня, погружаются под меловые. В. В. Федынский (1960), отмечая значительную роль разломов в формировании структуры земной коры, указывает на блоковое строение ее и считает, что блоки, характеризующиеся положительными аномалиями силы тяжести, имеют уменьшенный гранитный слой, и, наоборот, участки отрицательных аномалий характеризуются значительной гранитизацией. Подобное положение и имеет место в Хабаровском крае и Амурской области, где зоны наибольшей гранитизации (Буреинский массив, Сихотэ-Алинь, Ниланский антиклинорий) фиксируются отрицательными аномалиями.

http://jurassic.ru/

Глава VII

ТЕКТОНИКА

ВВЕДЕНИЕ

Территория Хабаровского края и Амурской области имеет сложное и разнообразное геологическое строение. В ее пределах находится окраина Сибирской платформы, разновозрастные складчатые области и вулканогенные пояса, характерные для периферических частей Азиатского материка. Рассматриваемая в настоящем томе часть Дальнего Востока расположена во внешней зоне Тихоокеанского подвижного пояса глыбово-складчатого строения с четко проявленными разломами глубокого заложения. Существенной ее особенностью является широкое проявление мезозойских и кайнозойских тектонических движений.

Современные представления о структуре южной части Дальнего Востока складывались постепенно. По мере накопления материалов по стратиграфии, магматизму и тектонике формировались новые представления о морфологии и истории развития складчатых и разрывных структур, существенно меняющие старые схемы.

Первая схема тектоники Сибири была предложена В. А. Обручевым в 1927 г. В пределах Дальнего Востока им выделены: «глыба первого порядка» — область Станового хребта, являющегося северо-восточной частью «древнего темени Азии»; «глыба второго порядка», — уплотнившаяся в результате герцинской складчатости мобильная зона, окаймлявшая с юга область Станового хребта (эта зона из Восточного Забайкалья протягивается в район Верхнего Амура, Зеи и Селемджи); зона, консолидированная герцинской складчатостью, также «глыба второго порядка» (в эту зону входят горы Малого Хингана, возможно прежде соединявшиеся с Забайкальско-Зейской зоной); складчатая альпийская область о-ва Сахалин.

Важное место в схеме было отведено разломам. Подтвердилось мнение В. А. Обручева о наличии в палеозое глубокой зоны прогиба, опоясывающей кристаллический массив Станового хребта (и Джугджура) и мезозойского прогиба, связывавшего Сихотэ-Алинь с Нижним Приамурьем и Западным Приохотьем. В. А. Обручев на «Тектонической карте Сибири» (1927) впервые показал, что герцинские (девоно-карбоновые) складки из северо-восточной Монголии протягиваются к Восточному Забайкалью и Зее-Селемджинскому району, которые срезаются разломом и сменяются мезозойскими складками. В связи с открытием в 1948 г. на Шантарских островах мощных девонских геосинклинальных отложений была прослежена северо-восточная ветвь Монголо-Охотского складчатого пояса до Охотского моря.

В 1933 г. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский опубликовали новую схему тектоники СССР, на которой Дальний Восток показан как область мезозойской (тихоокеанской) складчатости. На месте Зее-Буреинской равнины выделена палеозойская «срединная масса». Мезозойская складчатая зона разделена на две ветви — Монголо-Охотскую и Приморскую. Представление о крупной виргации мезозойской складчатой

http://jurassic.ru/

структуры, выдвинутое А. Д. Архангельским, было связано с изображением на геологических картах громадного поля триаса и юры в бассейне р. Уды и к югу от него. Построения А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского имели существенный недостаток по сравнению со схемой В. А. Обручева, на них не была отражена крупная палеозойская складчатая структура хребтов Тукурингра — Джагды.

В 1934 г. М. М. Тетяев в сводных работах и особенно в статье «Контуры проблемы ДВК как геологического целого, так характеризовал структуру Дальнего Востока: «Уже имеющийся геологический материал, несмотря на его разрозненность и разнокалиберность, позволяет определить территорию Дальневосточного края, как целостный геологический комплекс, определяемый единством его строения. Это единство выражается в том, что весь край входит в состав альпийской зоны складчатости востока Азии, характеризуемой дислоцированностью всех осадочных пород за исключением четвертичных образований».

Более полный анализ складчатой структуры Дальнего Востока М. М. Тетяев дал в «Геотектонике СССР» (1938). Он представил структуру края в виде более или менее равномерного чередования синклинориев и антиклинориев, выделив: Неверско-Удский синклинорий, Селемджинский антиклинорий, Амгунский синклинорий и Сихотэ-Алиньский антиклинорий. В. В. Онихимовский (1960), критикуя схемы М. М. Тетяева, отмечал преувеличенную ширину альпийской складчатой зоны, а также неправильные сведения о дислоцированности всех третичных отложений.

В. З. Скороход (1941) на тектонической схеме выделил Алданскую мезозойскую платформу, окаймляющую ее с юга зону взаимоперехода, совпадающую с областью Станового хребта и следующую за ней зону австрийской складчатости. Сихотэ-Алинь и Сахалин отнесены последовательно к зоне юнокиммерийской и третичной складчатости. Все это устанавливает омоложение фаз мезозойской складчатости в направлении с северо-запада на юго-восток.

Позднее А. А. Леонтович при геотектоническом районировании территории Дальнего Востока в соответствии со схемой М. М. Тетяева выделяет лишь два структурных элемента: а) площадь с горизонтальным залеганием всех осадочных пород, начиная с кембрия — «Алданская платформа» и б) площадь, где палеозойские и мезозойские образования собраны в складки. А. А. Леонтович подчеркивает самостоятельное значение герцинской складчатости и мезозойских движений.

В 1939 г. Н. П. Херасков, подводя итоги изучения Буреинского бассейна, отметил в Амурско-Приморской складчатой области следующие крупные структурные элементы:

а) Буреинскую глыбу, б) Буреинский бассейн, в) мегаантиклиналь Буреинского хребта, г) Нижне-Амурскую мегаантиклиналь, д) мегаантиклиналь Сихотэ-Алиня, е) зону приморских угленосных бассейнов. Н. П. Херасков первый высказал предположение о продолжении зоны герцинской складчатости от верхнего течения р. Амура к р. Уде. Он распространил представление об едином верхоянском седиментационном и орогеническом цикле на южную часть Дальнего Востока.

К XVII сессии Международного геологического конгресса в 1937 г. были опубликованы статьи Г. П. Воларовича и А. З. Лазарева, посвященные тектонике Дальнего Востока. В статье А. З. Лазарева рассматриваются допалеозойская, палеозойская, мезозойская и кайнозойская складчатости, и устанавливается их роль на территории южной половины Дальнего Востока. Интересные взгляды были высказаны и

http://jurassic.ru/

Г. П. Воларовичем, придававшим большое значение каледонским движениям, которые, по его мнению, охватили как область «Охотской ветви Станового хребта», так и бассейн верхнего течения р. Амура. Развитие каледонид Г. П. Воларович находит и в меридиональной складчатости Малого Хингана. Позднее вопросы распространения каледонской складчатости на Дальнем Востоке рассмотрел в своей статье В. В. Онихимовский (1946). Краткие сведения приводит Г. П. Воларович и о герцинском, киммерийском и верхнетретичном тектогенезе.

Большой интерес представляет схема тектоники Дальнего Востока, предложенная С. А. Музылевым в 1946 г. Основными элементами тектоники южной части Дальнего Востока С. А. Музылев считает:

а) Алданскую платформу — площадь с горизонтальным залеганием всех осадочных пород, начиная с кембрия; б) Монголо-Охотский пояс складчатости яньшаньского (австрийский) возраста и в) Восточно-Азиатский пояс — более молодого (альпийский) возраста.

Сравнивая Монголо-Охотский и Восточно-Азиатский складчатые пояса С. А. Музылев выявил резкое различие их истории в палеозое и мезозое.

Весьма существенно выделение С. А. Музылевым в 1946 г. зоны палеозойского флиша в западной части Дальнего Востока. Однако, не сопоставив известные с давнего времени выходы среднего палеозоя на Верхнем Амуре и на побережье Охотского моря, С. А. Музылев пришел к ошибочному заключению о том, что складки Монголо-Охотской зоны прослеживаются до верховьев р. Селемджи и Зеи, где они обрываются перед фронтом Восточно-Азиатской складчатости, которая отчасти поглощает Монголо-Охотские складки, отчасти обрезает их крупным надвигом.

Работы последних 10—15 лет позволили проследить палеозойские отложения геосинклинального типа от Селемджи до побережья Охотского моря.

В 1950 г. коллективом геологов ВСЕГЕИ (Н. А. Беляевский, М. И.Ициксон, Л. И. Красный и С. А. Музылев) была предложена тектоническая схема, на которой был выделен ряд структурных элементов:

1. Алданская окраина Сибирской платформы, сложенная интенсивно дислоцированным метаморфическим комплексом архея, перекрытым спокойно залегающим кембрием, и, возможно, верхним протерозоем. Только по краям платформы, например в месте перехода ее в Джугджурскую зону, в кембрии наблюдаются куполовидные структуры и более сложные складки с крутым падением крыльев.

2. Древнее складчатое окаймление Сибирской платформы. В нем различаются две зоны: зона Становика с дробленными и перекристаллизованными, часто гранитизированными, породами архея и сильно измененными (мигматизированными древнестановыми интрузиями) породами протерозоя (?) и зона Джугджура с неглубоким залеганием архейского фундамента, выходящего на поверхность вдоль узких полос и с крупными докембрийскими интрузиями анортозитов и габбро-норитов. В краевых частях зон Становика и Джугджура, в месте сопряжения их с Монголо-Охотской складчатой зоной, установлены интенсивно дислоцированные выходы верхнего силура и девона, несогласно перекрытые мезозойскими (юрскими и нижнемеловыми) эффузивами и осадочными толщами.

3. Монголо-Охотская геосинклинальная область, расположенная между Китайской и Сибирской платформами, протягивается из Монголии и Восточного Забайкалья в бассейны рек Зеи и Селемджи и дальше через бассейны р. Уды к побережью Охотского моря и Шантарским островам, охватывая также часть бассейна р. Буреи. Она является одним

http://jurassic.ru/

из важнейших структурных элементов Дальнего Востока. Существенное отличие Монголо-Охотской геосинклинальной области от других областей Дальнего Востока составляет широкое распространение среднепалеозойских отложений.

Внутри этой геосинклинальной области выделен ряд зон: Туранская, Зейско-Шантарская и Тукурингра, Хингано-Буреинская, Амуро-Забайкальская, Торомская и Удская. Каждая получила краткую характеристику.

4. Восточно-Азиатская геосинклинальная область, имеет существенно иную геологическую историю. В ней различаются две геосинклинали — Сихотэ-Алиньская и Ниппонская.

Сихотэ-Алиньская геосинклиналь разделена на зоны: Ванданскую, и Центральную Сихотэ-Алиньскую, в пределах которых развиты преимущественно верхнепалеозойские отложения; Тетюхинскую, образованную значительными (по мощности) толщами верхнего палеозоя и мезозоя; Даубихинскую с мощным накоплением мезозойских осадков; Уссурийскую с неглубоким залеганием древнейших толщ и Приморскую, с преобладанием в верхней половине разреза вулканогенных пород.

Несмотря на ряд недостатков, имеющихся в схеме, составленной коллективом ВСЕГЕИ, вызванных главным образом все еще слабой изученностью территории Дальнего Востока и сопредельных районов, она дала принципиально новое геологическое районирование этой области.

Главным недостатком этой схемы является прежде всего объединение в Хингано-Буреинской зоне сложных структур, располагающихся в области стыка двух геосинклинальных областей — Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской. В схеме не учтены крупные краевые глубинные разломы, характерные для этой зоны; не расшифрована структура Удско-Зейского прогиба как краевого в пограничной зоне между юго-восточной окраиной Сибирской платформы и Монголо-Охотской геосинклинальной областью; не отражена структура Буреинского угленосного бассейна, представляющего крупный мезозойский прогиб; не выяснено структурное положение Нижнего Приамурья. На схеме Нижнее Приамурье показано «как область наиболее интенсивного погружения в течение мезозоя».

В 1951, 1952 гг. Н. П. Кропоткин составил тектоническую карту и схему тектонического районирования южной части Дальнего Востока. В основу тектонического районирования положено разделение территории на складчатые области различного возраста: 1) докембрийской складчатости (Алданский щит и докембрийское ядро Зейско-Буреинской плиты); 2) древнепалеозойской складчатости (складчатая зона Станового хребта и хр. Джугджур, Малого Хингана и Буреинского хребта и Ханкайского массива); 3) новопалеозойской складчатости (Ольдое-Селемджинская зона, северная и восточная части Зейско-Буреинской плиты); 4) мезозойской складчатости (Буреинский бассейн, Хингано-Буреинский антиклинорий, часть Ханкайского массива и ряд крупных антиклинальных и синклинальных структур восточной части Дальнего Востока); 5) кайнозойской складчатости (Приморская зона и о-ов Сахалин).

П. Н. Кропоткин в соответствии со взглядами А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова подчеркивает, что почти всю материковую часть Дальнего Востока следует относить к зоне мезозойской геосинклинальной складчатости и мезозойских складчатых дислокаций, переработавших структуру более древних палеозойских и докембрийских складчатых областей. Не отрицая сильнейшего влияния мезозойских (яньшаньских) движений на геологическое строение Дальнего

http://jurassic.ru/

Востока, следует указать, что для понимания современной структуры этой территории необходимо четкое выделение в ней разновозрастных геосинклинальных областей.

Геолого-структурное районирование южной части Дальнего Востока было положено в основу металлогенических построений А. А. Якжина, М. И. Ициксона, В. В. Онихимовского, В. А. Ярмолюка.

С целью уточнения перспективных районов по нефти и газу коллективом авторов (В. Г. Васильев и др.) была составлена тектоническая схема, опубликованная в 1962 г.

В последние годы в связи с работами по оценке перспектив нефтегазоносности Дальнего Востока было привлечено внимание к тектонике и глубинному строению Зейско-Буреинской и Средне-Амурской впадин (И. О. Брод, В. Г. Варнавский, В. С. Волхонин, Э. Н. Лишневский, В. Б. Оленин).

В работах Л. И. Красного (1958), М. С. Нагибиной (1958, 1963), Л. И. Красного и А. М. Смирнова (1958), А. М. Смирнова (1963) большое значение придается процессам мезозойской активизации, выраженной как в развитии депрессионных структур и сводово-глыбовых поднятий, так и в специфических проявлениях магматизма в ранее стабилизированных областях (мезозойские прогибы юга Алданского щита, мезозойские интрузии Становика-Джугджура, вулканические пояса и др.).

В. В. Онихимовский (1960) составил вместе с М. Г. Золотовым тектоническую карту (рис. 106). На ней отображены платформы на архейском (Алданская часть Сибирской платформы), на палеозойском (Амурская платформа) и на мезозойском основаниях. Мезозойская складчатая область, занимающая обширное пространство, как бы обтекает Амурскую платформу, древний Селемджино-Кербинский выступ и так называемую Переходную зону Станового хребта. «Переходный» характер последней зоны определяется пологоскладчатым залеганием мезозойских образований. В пределах мезозойской складчатой области выделяются краевые прогибы (Хингано-Буреинский, Верхнеамурский, Зейско-Удский и др.), антиклинории (Удский, Джугджурский, Сихотэ-Алиньский и др.) и синклинории (Бира-Урмийский, Амуро-Уссурийский, Восточно-Сихотэ-Алиньский и др.). В. В. Онихимовский пришел к выводу, что в Амурской области и Хабаровском крае проявились все главные циклы складчатости; архейский, протерозойский, каледонский, варисский и мезозойский.

Обширные геологосъемочные работы в Северном Сихотэ-Алине и прилегающей с запада части Приамурья вызвали ряд тектонических обобщений. Наиболее крупные из них, широко использованные в настоящей главе принадлежат Ю. Я. Громову, А. И. Савченко и С. А. Салуну. Различные вопросы тектоники этой области за последние годы разрабатывались М. Г. Золотовым, Е. Б. Бельтеневым, В. И. Вдовиным, Ю. П. Рассказовым, В. Г. Сенкевичем, Э. П. Изохом, Н. В. Огняновым, М. В. Чеботаревым, и для южной части — Н. А. Беляевским, И. И. Берсеньевым и Б. А. Ивановым. Некоторые элементы структуры этой территории (системы разрывов, не выходящие на поверхность части интрузивов, грабены и горсты и пр.) были уточнены аэромагнитными и гравиметрическими исследованиями Л. А. Ривоша, Н. В. Иванова, Н. Н. Серкина, И. И. Шапочки, А. Н. Бронштейна, Б. А. Головко, К. А. Шанцына, В. Н. Белогуба, Э. Л. Рейнлиба, Л. Л. Свириденко и др.

Краткая сводка по тектонике рассматриваемого района была опубликована в III томе «Геологического строения СССР» Л. И. Красным и Н. А. Беляевским (1958) и позднее Л. И. Красным (1960). Законо-

http://jurassic.ru/

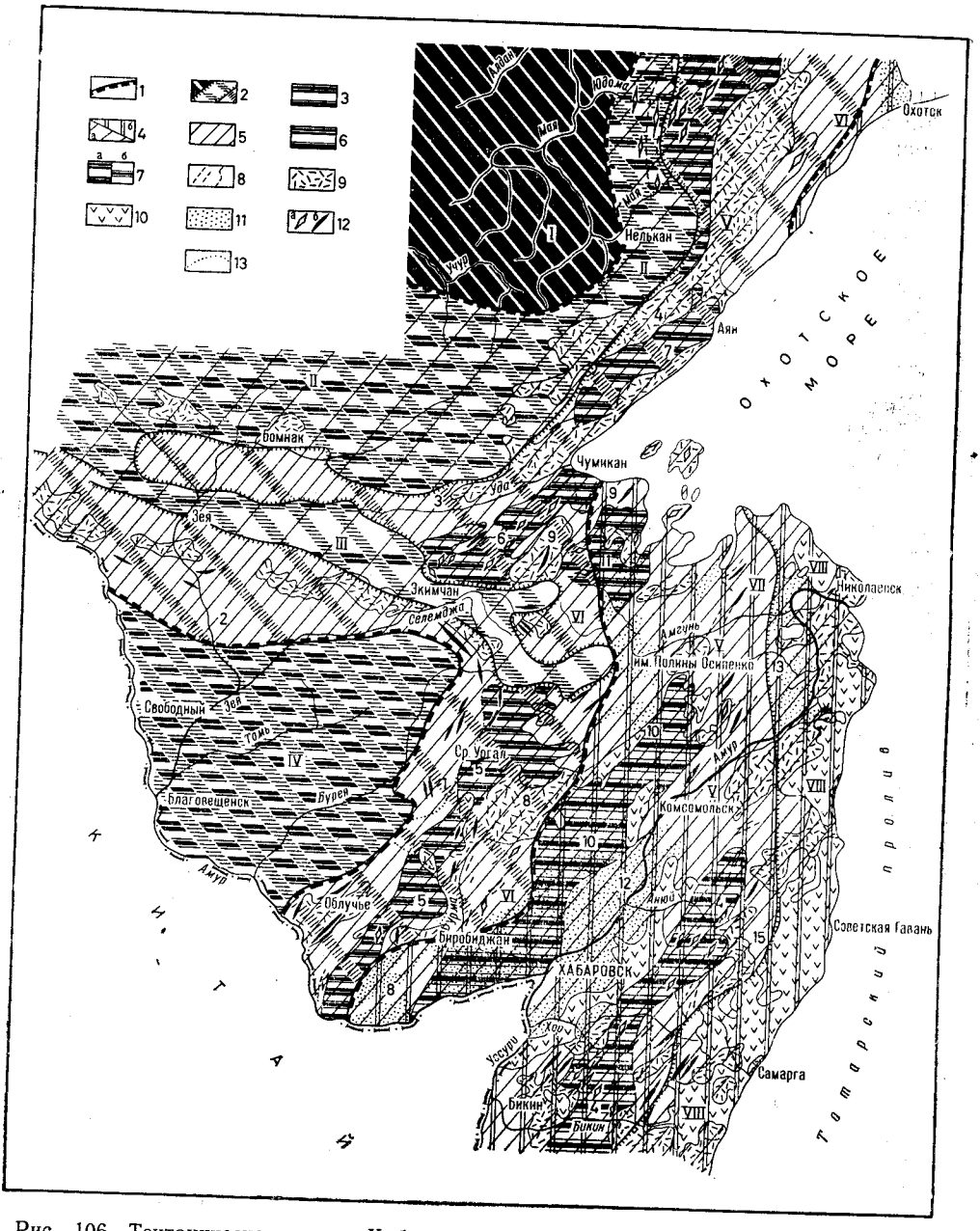


Рис. 106. Тектоническая карта Хабаровского края и Амурской области. Составили В. В. Онихимовский и М. Г. Золотов, 1953 г.

1 — границы подвижных зон; *2* — платформы; I — на архейском основании, II — на палеозойском основании; III — на мезозойском основании; *3* — переходные зоны палеозойской складчатости; *4* — переходные зоны: а) мезозойской складчатости, б) третичной складчатости; *5* — мезозойская складчатая область; *6* — домезозойские образования в ядрах мезозойских антиклинориев и в основании платформ; *7* — структура с проявлением складчатости: а) каледонской, б) варисской; *8* — разрывные нарушения; *9—10* — зоны интенсивного вулканизма: *9* — мезозойского, *10* — кайнозойского; *11* — кайнозойские тектонические впадины; *12* — осевые линии складок: а) в палеозойских образованиях, б) в мезозойских образованиях; *13* — граница варисского гранитного массива

Цифры на рисунке: I — Алданская часть Сибирской платформы; II — Переходная зона Станового хребта; III — Древний Селемджино-Кербинский выступ; IV — Амурская платформа; V — Мезозойская складчатая область; VI — Третичная платформа; VII — Переходная зона третичной складчатости; VIII — Приморская окраина переходной зоны третичной складчатости. 1 — Хингано-Буреинский краевой прогиб; 2 — Верхне-Амурский краевой прогиб; 3 — Зейско-Удский краевой прогиб; 4 — Джугджурский краевой прогиб; 5 — Хингано-Буреинский антиклинорий; 6 — Удский антиклинорий; 7 — Джугджурский антиклинорий; 8 — Бира-Урмийский синклинорий; 9 — Тыльско-Торомский прогиб; 10 — Баджальский антиклинорий; 11 — Тугурский антиклинорий; 12 — Амуро-Уссурийский синклинорий; 13 — Нижне-Амурский синклинорий; 14 — Сихотэ-Алиньский антиклинорий; 15 — Восточно-Сихотэ-Алиньский синклинорий

http://jurassic.ru/

мерности тектонического развития области расположений между Сибирской и Китайской платформами рассмотрел А. М. Смирнов (1963).

Среди главнейших структурных элементов Хабаровского края и Амурской области в первую очередь выделяются (рис. 107 и 108).

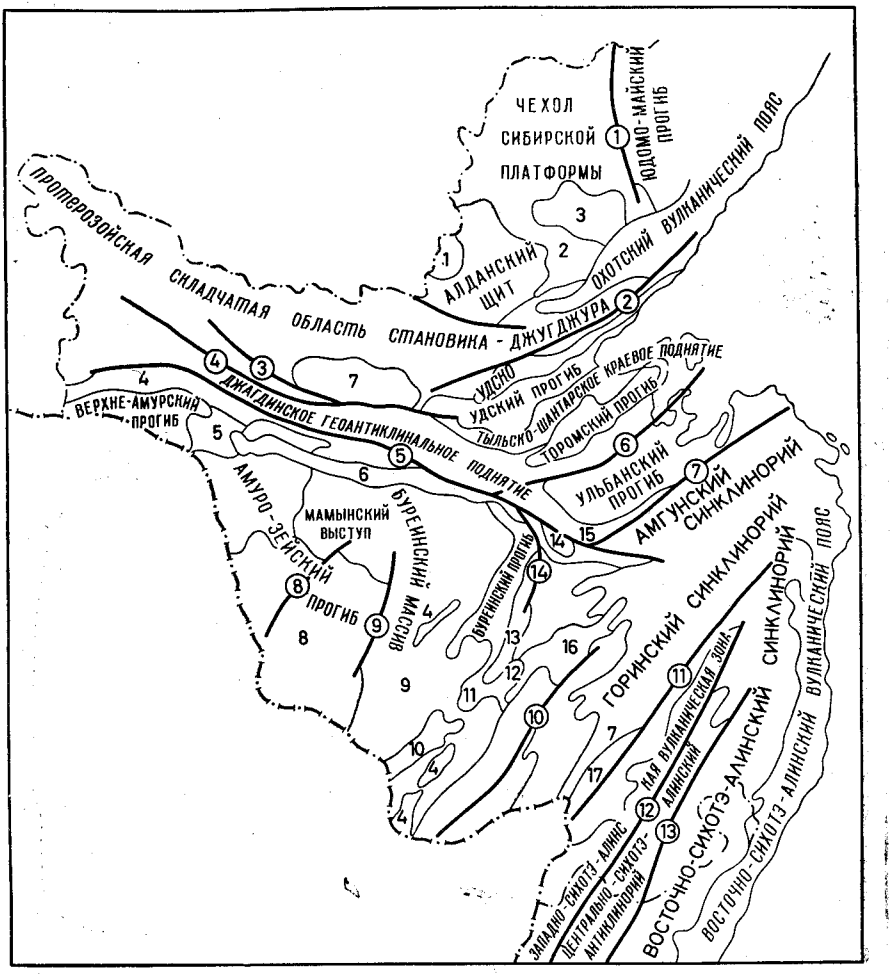


Рис. 107. Схема размещения структурных элементов Хабаровского края и Амурской области

1 — Токинская впадина (восточная часть); 2 — Улканский платформенный прогиб; 3 — Маймаканское поднятие; 4 — Ольдойское краевое поднятие; 5 — Гонжинский выступ; 6 — Умлекано-Огоджинская вулканическая зона; 7 — Верхне-Зейская впадина; 8 — Зейско-Буреинская впадина; 9 — Хингано-Яуринский выступ; 10 — Олонойская вулканическая зона; 11 — Тырминский прогиб; 12 — Гуджальский прогиб; 13 — Чегдомынское поднятие; 14 — Правобуреинский выступ; 15 — Ниланский антиклинорий; 16 — Баджальская вулканическая зона; 17 — Хехцирское поднятие. Главные разломы (цифры в кружке): 1 — Нельканский; 2 — Прибрежный; 3 — Гилюйский; 4 — Тукурингрский; 5 — Южно-Тукурингрский; 6 — Ассыни-Тугурский; 7 — Омальский; 8 — Зейский; 9 — Западно-Туранский; 10 — Куканский; 11 — Амурский; 12 — Западно-Сихотэ-Алиньский; 13 — Восточно-Сихотэ-Алиньский

1. Юго-восточная часть Сибирской платформы, включающая Алданский щит и своеобразную пограничную структуру — Юдомо-Майский прогиб.

2. Становая складчатая область ранних протерозоид с весьма интенсивно проявленными процессами анатектоидного метаморфизма.

http://jurassic.ru/

Оба эти региона подверглись в мезозое воздействию явлений активизации с образованием сводовых поднятий, впадин и мощной магматической деятельности.

3. Монголо-Охотская складчато-глыбовая область. Завершение активных тектонических процессов (складчатость, интрузивный магматизм) приходится в ней на позднюю юру — ранний мел.

4. Буреинский массив — глыбовая структура, сложенная в основном массивно-кристаллическими породами. Завершение главных складчатых движений относится к раннекембрийскому («позднебайкальскому») времени.

5. Сихотэ-Алиньская складчатая область. Завершение активных тектонических процессов приходится на поздний мел.

6. Вулканогенные пояса (Восточно-Сихотэ-Алиньский) и зоны (Хингано-Баджальская, Западно-Сихотэ-Алиньская и др.) — важные элементы мезозойско-кайнозойской активизации, приуроченные к глубинным разломам.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах Сибирской платформы различаются два структурных этажа: нижний, состоящий из сложнодислоцированных и глубокометаморфизованных досинийских образований, слагающих фундамент платформы, и верхний, представленный более или менее спокойно залегающими синийскими, кембрийскими и юрскими осадочными толщами.

Значение Алданского щита — области длительного, устойчивого воздымания юго-восточной части платформы — как крупного самостоятельного древнего структурного элемента около 50 лет назад установил В. Н. Зверев (1913).

Следует отметить исследования Д. С. Коржинского (1933, 1935), Ю. А. Билибина (1958), А. К. Матвеева, П. Д. Шкляева и В. А. Кузьмичева, В. М. Моралева, Н. С. Шпак, В. А. Ярмолюка и многих других геологов. Работы Ю. К. Дзевановского (1946, 1956а, 1958), подытоживают многочисленные материалы по тектонике Алданского щита. Согласно его представлениям, щит образовался в пределах крупной архейской геосинклинальной области.

Вопрос о южной границе Сибирской платформы решается разными авторами неодинаково. Так, Т. Н. Спижарский, Ю. Г. Старицкий и другие в состав платформы включают протерозоиды Становика-Джугджура, Л. И. Красный же и Ю. К. Дзевановский протерозоиды рассматривают в качестве самостоятельного складчатого сооружения, предполагая, что на его месте в раннем протерозое была геосинклинальная область, обрамлявшая уже стабилизированные архейские структуры. Эта область впоследствии уже не перекрывалась платформенным синийско-кембрийским чехлом.

Рельеф складчатого фундамента окраинной части Сибирской платформы довольно сложен. К востоку от оз. Токо в бассейне рек Бол. и Мал. Тырканов и верховьях р. Уяна находится Тырканское поднятие, в котором преобладают архейские кристаллические образования джелтулинской серии. По данным С. В. Нужнова и В. А. Ярмолюка, оно состоит из двух поднятий — Идюмо-Хайканского и Тыркано-Уянского. Архей образует отдельные складки или более крупные структурные единицы (антиклинории и синклинории) северо-западного простирания. По Ю. К. Дзевановскому, антиклинории, сформированные в архейских метаморфических толщах, представляют собой складчатые комплексы, образованные системой правильно построенных антиклинальных и синклинальных складок. Нередко наблюдается опрокидывание складок.

http://jurassic.ru/

Характерны частые погружения и воздымания шарниров антиклинориев, вызывающие местные замыкания складок. К северу и северо-западу от оз. Токо, в поле развития пород тимптонской и джелтулинской серий, складчатые структуры образуют широкую дугу. Это дугообразное направление складок продолжается, как показывают геофизические наблюдения, и под покровом кембрийских отложений севернее хр. Суннагин. Синклинории в архейских породах представляют собой протяженные структуры, усложненные системой второстепенных складок с углами падения от 40 до 80°.

Складчатые структуры архея рассечены системой надвигов и сбросов. Часто наблюдаются зоны дробления, выраженные вытянутыми на десятки километров узкими полосами катаклазированных и милонитизированных пород. Амплитуда разрывов обычно невелика, что связывается, по Ю. К. Дзевановскому, с особенностями глубокого среза складчатой области, в которой располагаются лишь корни складок.

Синий и кембрий в пределах юго-восточной части Сибирской платформы залегают почти горизонтально. Лишь в низовьях рек Маймакана и Батомги эти отложения падают к северу под углом 5—10°. Далее на восток за Нельканским надвигом, уже в Юдомо-Майском прогибе появляются складчатые деформации. По данным В. А. Ярмолюка (1946), складчатая структура Юдомо-Майского прогиба по Нельканскому надвигу надвинута с востока на запад на платформу. Юдомо-Майский прогиб, представляющий, по-видимому, южное продолжение Сеттэ-Дабанского прогиба по своим тектоническим особенностям напоминает структуры типа перикратонных опусканий (Е. В. Павловский). Имеются и другие представления о тектонической природе этого прогиба. Так, С. В. Нужнов и В. А. Ярмолюк (1959) относили его к категории миогеосинклиналей, а В. М. Терентьев к «переходной зоне» между платформенными и геосинклинальными структурами.

Юдомо-Майский прогиб вытянут в меридиональном направлении на 400 *км*, охватывая район верховьев рек Юдомы, Маи и ее левых притоков. Мощности осадков значительно превышают соответствующие мощности на платформе. По данным В. А. Ярмолюка, В. М. Терентьева (1959) и других, на окраине платформы, в районе, примыкающем к прогибу, наблюдаются отдельные куполовидные или валообразные деформации синийского чехла. Разрывные нарушения здесь редки и не прослеживаются по простиранию. К востоку от Нельканского надвига появляются четко ориентированные в меридиональном направлении складки, характеризующиеся пологими синклиналями и узкими гребневидными антиклиналями. Характерны здесь протяженные разрывы (сбросы и взбросо-надвиги). Вертикальные перемещения по разрывам имеют амплитуду от сотен до тысяч метров.

В этом прогибе наблюдаются своеобразные кольцевые структуры, несколько напоминающие интрузивные диапиры. Так, например, инглийская структура представляет собой кольцеобразную складку, ядро которой сложено протерозойскими образованиями, прорванными кольцевой интрузией щелочных пород. Это ядро облекают интенсивно дислоцированные позднепротерозойские (синийские) породы. Инглийская структура с разрывом и резким угловым несогласием перекрыта горизонтально лежащими доломитами юдомской свиты нижнего кембрия.

СТАНОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Становая складчатая область обрамляет с юга архейские сооружения Алданского щита. Общее простирание протерозоид запад-северо-западное, местами приближающееся к широтному или даже северо-

http://jurassic.ru/

восточному. В целом она образует слегка выпуклую к югу гигантскую дугу. Ее западный фланг находится в верховьях р. Олёкмы, а восточный — достигает побережья Охотского моря.

Тектоника Становой складчатой области (зона Становика-Джугджура) изучалась Э. Э. Анертом и К. И. Богдановичем в конце прошлого и начале нынешнего столетий. В 30-х и 40-х годах здесь проводили исследования П. С. Бернштейн, А. А. Леонтович, Н. А. Раков, А. К. Матвеев и др. В последующие годы — Ю. А. Альбов, Г. М. Другова, В. Ф. Зубков, Н. Д. Зленко, Ю. Б. Казмин, А. П. Лебедев, В. Н. Мошкин, А. Н. Неелов, С. П. Нестеренко, Ю. П. Рассказов, В. В. Шиханов, Н. С. Шпак и др. Сводные работы по этому району принадлежат Д. С. Коржинскому, Ю. К. Дзевановскому, М. И. Иициксону, Л. И. Красному, В. Н. Мошкину и Н. Г. Судовикову.

В зоне сочленения архея и протерозоя прослежен Алгаминский (Становой) разлом (рис. 109), выраженный широкой полосой разной степени раздробленных пород (катаклазитов и милонитов), захватывающий верховья рек Алгамы, Зеи и Маи-Половинной. Местами в этой полосе наблюдаются проблематичные клинья архея.

На западе рассматриваемой полосы в Джелтулакской (Бурпалинской) зоне разломов в последние годы был выявлен тектонический блок северо-западного простирания шириной около 10—15 *км*, в котором развиты слюдяные сланцы и зеленокаменные породы мощностью несколько сотен метров условно позднепротерозойского (синийского?) возраста. Имеются предположения, что на площади между упомянутой зоной и Монголо-Охотской складчатой областью ранее были широко развиты сложноскладчатые верхнепротерозойские (синийские?) толщи, впоследствии почти нацело эродированные.

Как указывалось выше, нижнепротерозойские структуры в пределах хребтов Станового и Джугджур сложены мощными толщами гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов и мраморов. Эти толщи интенсивно дислоцированы, по-видимому, в результате многофазных тектонических движений в сложные линейные, часто изоклинальные складки с интенсивным развитием плойчатости и микроскладчатости. Ориентировка осей складок непостоянна. Однако общее близширотное направление складчатых структур (восток-северо-восточное на востоке и запад-северо-западное на западе) сохраняется.

По данным Ю. П. Рассказова, С. П. Нестеренко и других, в центральной части Становой области, в бассейне р. Брянты предполагается структурное несогласие между низами (иликанская серия) и верхами (брянтинская серия) протерозойского комплекса. Эти исследователи указывают, что для пород иликанской серии характерна очень сложная (вплоть до гофрировки) складчатость северо-западного направления с преобладанием изоклинальных складок, с осевыми плоскостями, наклоненными в сторону ядер антиклиналей под углами 30—40°. Складки, слагающие в том же районе брянтинскую серию, образуют дугообразно изгибающуюся синклинальную структуру (рис. 110), шарнир которой, слабо ундулируя, под пологим углом погружается в северном направлении. Западное крыло этой структуры осложнено антиклинальными и синклинальными складками северо-западного простирания шириной от 10 до 20 *км*. Кроме этих сравнительно крупных складок, встречаются и складки шириной 0,3—1,0 *км* до 1,5—2 *км* разнообразной формы (прямые, косые, флексурообразные, опрокинутые, изоклинальные). Рисунок складок волочения нередко указывает на опрокинутое залегание пород. Характерны резкие изменения в направлении и в величине углов падения крыльев складок разного порядка. Мелкие складки приурочены главным образом к участкам наиболее интенсивной мигматизации гней-

http://jurassic.ru/

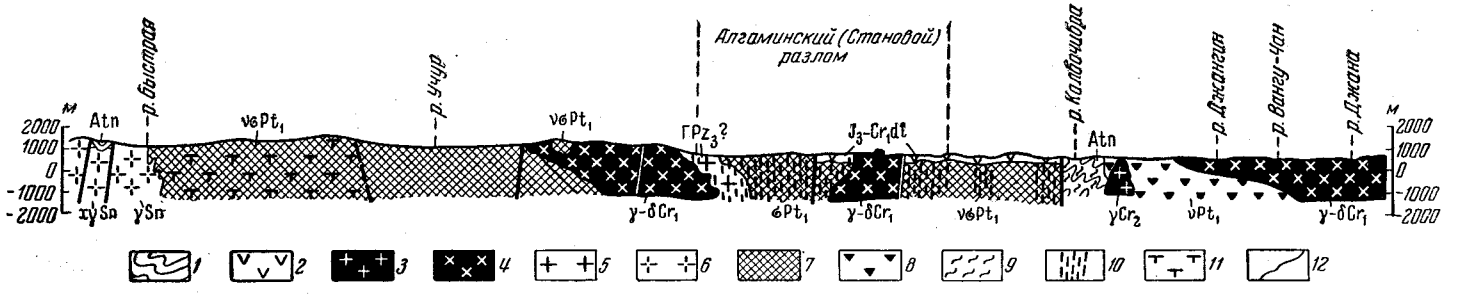


Рис. 109. Геологический разрез зоны сочленения архейских и протерозойских структур, от р. Учура до р. Джаны (по В. В. Шиханову, 1960 г. с дополнениями)

1 — тимптонская серия: гиперстеновые, диопсидовые, двупироксеновые и другие гнейсы и кристаллические сланцы (*Atn*); *2* — джелонская свита: порфириты, их лаво- и туфобрекчии, углистые сланцы и алевролиты (J_3—Cr_1dl); *3* — биотитовые, биотит-роговообманковые и аляскитовые граниты (γCr_2); *4* — граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты (γ—δCr_1); *5* — граниты, гранодиориты, кварцевые диориты ($\Gamma Pz_3?$); *6* — микроклиновые пегматоидные (γSn) и щелочные ($\chi\gamma Sn$) граниты; *7* — габбро-анортозиты ($\nu\sigma Pt_1$); *8* — амфиболизированные габброиды и ортоамфиболиты (νPt_1); *9* — зоны мигматизации; *10* — зоны катаклаза, милонитизации и рассланцевания пород; *11* — анортозиты с иризирующими полевыми шпатами; *12* — ореолы контактового метаморфизма

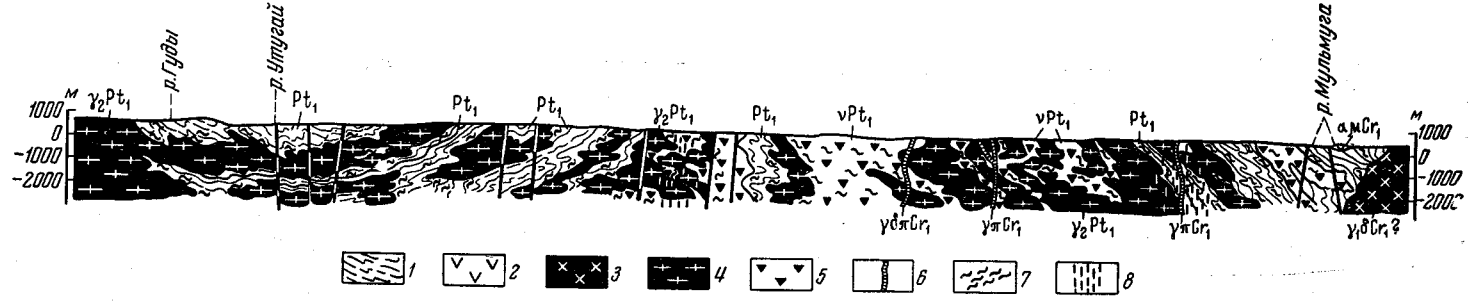


Рис. 110. Геологический разрез через Становую складчатую область от верховьев р. Утугая до нижнего течения р. Мульмуги (по С. П. Нестеренко и В. А. Фадееву, 1963)

1 — брянтинская серия — роговообманковые, гранат-биотитовые, магнетит-роговообманковые и другие гнейсы, пачки амфиболитов (Pt_1); *2* — порфириты, их туфы и туфобрекчии ($\alpha\mu Cr_1$); *3* — гранодиориты, граниты, кварцевые монцониты ($\gamma\delta Cr_1?$); *4* — лейкократовые плагиограниты, пегматоидные граниты анатектоидного типа (γ_2Pt_1); *5* — габбро-амфиболиты, амфиболиты, габбро (νPt_1); *6* — жилы гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta\pi Cr_1$) и гранит-порфиров ($\gamma\pi Cr_1$); *7* — мигматизированные породы; *8* — зоны интенсивного рассланцевания и катаклаза

http://jurassic.ru/

сов. Широко развиты структуры будинажа. Будины имеют прямоугольную, овальную или линзовидную форму. Длина их колеблется от 0,1—0,4 до 1,5 *м*, мощность от нескольких сантиметров до 30—40 *см*. Будины чаще всего принадлежат амфиболитам, роговообманковым гнейсам, гранитам и пегматитам. О дифференциации послойных движений во время складчатости свидетельствуют пигматитовые прожилки мощностью от 1 до 2,5 *см*.

Восточнее, в труднодоступной и плохо изученной части Станового хребта, в пределах бассейнов рек Мульмуги, Тока, Зеи и Купрей, по данным Ю. А. Альбова, М. М. Лебедева, В. Н. Мошкина и других, в протерозойских толщах устанавливаются антиклинали и синклинали с углами падения крыльев складок от 20 до 90°. Здесь нередко наблюдаются лежачие и опрокинутые острые складки. Изоклинальный характер складчатости отмечается для весьма сложно построенного Удыханско-Майского района. В южной части этого района имеет место устойчивое падение пачек гнейсов на север-северо-запад по углами 40—70°, а в северной части наблюдается преобладающее падение на юг. Здесь можно предполагать наличие крупного веерообразного синклинория, нарушенного в центральной части сложной зоной смятия, проходящей по р. Луче. Еще восточнее, ближе к Охотскому морю, полоса протерозойского кристаллического комплекса, ограниченная с северо-запада и юго-востока крупными региональными разломами, сужается. Здесь, в бассейнах Немуя, Джаны и других рек «пласты» протерозойских гнейсов вытягиваются в северо-восточном направлении, падая преимущественно на северо-запад под углами 40—60°.

В истоках рек Мукунгнакана и Среднего Авлаякана наблюдается антиклиналь, сильно разбитая разрывами. Крылья главных складок интенсивно смяты множеством дополнительных складок. Наряду с изоклинальными складками прослеживаются наклонные и опрокинутые складки. Хорошо дешифрируемая на аэрофотоснимках «полосчатость» северо-восточного направления в гнейсовой толще, по-видимому, связана с широким развитием среди нее согласных межпластовых тел древнестановых гнейсо-гранитов (бассейны рек Киранкана, Авлаякана и др.).

Изложенное показывает, что древний каркас Становой складчатой области представлен мощными сложноскладчатыми (геосинклинальными?) вулканогенно-осадочными толщами, сопровождавшимися интрузиями габброидов. В связи с главным этапом складчатости наблюдается широкое развитие процессов регионального метаморфизма и магматизма. В это время сформировались древнестановые граниты и токско-альгаминские кварцевые диориты.

В послераннепротерозойское время Становая область развивалась как относительно жесткая структура. Однако она не раз подвергалась активной магматической переработке.

Процессы тектонической регенерации имели место, по-видимому, в палеозое в юго-западных районах области Становика, где широким развитием пользуются девонские и, возможно, каменноугольные интрузии гранитов и диоритов. Наиболее интенсивно эти процессы, обусловившие резкую перестройку ранее стабилизированных структур, проявились в мезозое. От Забайкалья к Западному Приохотью наблюдается постепенное омоложение интрузивных образований этого времени. На новых геологических картах в пределах Забайкалья выделяются преимущественно триасовые интрузии, к северу от Верхнего Приамурья — юрские и еще далее на восток — меловые.

В пределах рассматриваемого района на протяжении 600 *км* в результате мощного сводового воздымания и разломообразования (арко-

http://jurassic.ru/

генетические и тафрогенетические движения) происходило внедрение крупных интрузий преимущественно гранодиоритового состава и излияния эффузивов. Одновременно развивалось осадконакопление в узких приразломных и межразломных впадинах. Размещение мезозойских интрузивных тел контролируется разрывными нарушениями (Дзевановский, 1958; Красный, 1960).

В пределах хр. Станового и вдоль восточной окраины Джугджура, прослеживаются поля позднемезозойских эффузивов. Возможно, что эти поля представляют собой сохранившиеся от размыва вулканические сооружения центрального типа, линейное расположение которых предопределялось магмовыводящими разломами. Такие вытянутые в восток-северо-восточном направлении поля эффузивов кислого, субщелочного и реже среднего состава наблюдались в верховьях рек Урки, Амуткачей, Бол. Ольдоя (Могоча-Ольдойская зона), а также к северу и северо-востоку от Верхне-Зейской впадины, где они образуют цепочки широтного простирания. Эти вулканогенные толщи весьма слабо дислоцированы. Например, на р. Мальмугакан наблюдались пологие (15—20°) углы падения пачек порфиритов и их туфов.

Крупные разрывные дислокации в рассматриваемой области прослеживаются вдоль границы, отделяющей зону протерозоид от палеозойско-мезозойской складчатой области (Монголо-Охотская зона разломов) и от Алданского щита (Становая зона разломов). С разломами связано размещение магматических тел и зон развития метасоматических и метаморфических образований (джугджурские габбро-анортозиты, майско-джанинские габброиды, полосы сосредоточения мезозойских интрузивов, полей вулканитов и пр.). Большое значение представляет Северо-Тукурингрский разлом, северо-западный фланг которого выделяется под названием Джелтулакской (Бурпалинской) зоны разломов. Предполагается, что по нему проходит северная граница распространения позднепротерозойских — синийских складчатых структур. Особый интерес эти зоны разломов приобретают в связи с приуроченностью к ним редкометальной минерализации.

По материалам А. Н. Неелова, Ю. А. Альбова, Г. В. Дитмара и других Джелтулакская зона разломов представляет собой структуру древнего заложения, омоложенную позднемезозойскими и последующими глыбовыми движениями.

Другой фрагмент Северо-Тукурингрской зоны разломов описан Ю. П. Рассказовым и Ю. П. Скатынским под названием Мотавинского разлома (надвига). По их представлениям он имеет плоскость надвига, падающую на север-северо-восток под углами 45—50°. В пределах разлома наблюдаются полосы милонитов шириной от 100 до 200 *м*. Кое-где разлом «залечивается» интрузиями мезозойских гранитов и габбро и сопровождается многочисленными дайками пород основного состава. Местами вдоль него прослеживаются впадины, заполненные меловыми континентальными отложениями.

В центральной части Становой области зоны дробления и милонитизации встречаются весьма часто. Здесь в речных обрывах четко фиксируются зоны мощностью в десятки и сотни метров. Нередко разрывы контролируются элементами рельефа — прямолинейными отрезками речных долин, крупными уступами и узкими ложбинами на склонах гор. По данным С. П. Нестеренко, в этом районе наиболее распространены разломы широтного и северо-восточного направлений, имеющие падение сместителей 55—80°. В редких случаях здесь наблюдаются надвиги с углами падения 25—30°. К разрывам северо-западного простирания обычно приурочены мезозойские гранитоиды.

http://jurassic.ru/

С разрывными нарушениями тесно связаны проявления дислокационного метаморфизма. В породах гнейсового комплекса, в метаморфизованных габброидах и древнестановых гранитоидах, дислокационный метаморфизм сопровождается рассланцеванием и минеральным преобразованием. В этих зонах часто можно встретить мусковитовые гнейсы и сланцы, образованные по древним гранитоидам или биотитовым гнейсам и хлоритовые сланцы, возникшие в результате диафтореза амфиболитов, роговообманковых и биотитовых гнейсов. Процессы диафтореза неоднократно возобновлялись, но наиболее значительное их проявление, по-видимому, приурочивается к мезозойской эпохе регенерации.

Из разломов восточной (Джугджурской) части протерозойской складчатой области следует отметить разлом, контролируемый в верховьях р. Джаны мощной (2—2,5 *км*) зоной сильно перемятых, брекчированных, катаклазированных и милонитизированных анортозитов. Продолжение этого разлома на востоке наблюдается в обрывах рек Магая и Тунума. Здесь он выражен полосой в 3—4 *км* интенсивно рассланцованных анортозитов и непосредственно вблизи разлома зоной милонитизации и катаклаза.

Крупный Прибрежный разлом прослеживается вдоль юго-восточного контакта Джугджурского анортозитового массива, где наблюдается мощная протяженная зона милонитизации и рассланцевания, захватывающая как анортозиты в краевой части массива, так и осадочные породы протерозоя (синия?) и среднего палеозоя.

Еще ближе к береговой линии Охотского моря четко фиксируется серия разломов, к которым приурочены северо-восточные отрезки долины рек Айконды (Ийканда, Айканграа), Немуя, Лантаря и Таймея. Нередко описанные зоны разломов контролируются сериями позднемезозойских малых интрузий и даек, а также широким развитием гидротермальных процессов.

МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТО-ГЛЫБОВАЯ ОБЛАСТЬ

К югу от хребтов Станового и Джугджур, отделяясь от них крупнейшим разломом (Красный, 1958; Горжевский и Лазько, 1961), располагается весьма сложная в геолого-структурном отношении складчато-глыбовая область. Большинство исследователей выделяют ее под названием Монголо-Охотской складчатой (геосинклинальной) области или Монголо-Охотского пояса (Нагибина, 1963). В пределах Амурской области и Хабаровского края находится лишь восточная часть («Охотская ветвь») Монголо-Охотской складчатой области. М. С. Нагибина к Монголо-Охотскому поясу относит область Большого Хингана и прилегающие к нему части территории КНР. Многие геологи в состав Монголо-Охотской складчатой области включают и Буреинский массив, который в своей восточной части является пограничной структурой между Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатыми областями.

Раньше считалось, что главнейшие стадии геосинклинального прогибания охватывали синийско-кембрийское, среднепалеозойское (силур — ранний карбон) и мезозойское (поздний триас — юра) время. По новейшим данным геологических съемок выясняется, что нисходящие движения имели место и в позднем палеозое. Последнее обстоятельство сближает историю развития Восточного Забайкалья с остальными более восточными частями Монголо-Охотской складчатой области.

Тектоническое районирование Монголо-Охотской области еще не завершено. Далеко не всюду доказан возраст толщ, слагающих крупные элементы ее структуры. Отдельными исследователями (М. С. Нагибина) оспаривается геосинклинальная природа всех мезозойских про-

http://jurassic.ru/

гибов, в том числе заполненных весьма мощными сложноскладчатыми морскими отложениями. В. Е. Хаин (1962) предполагает, что в позднем палеозое и в значительной части мезозоя эта область находилась в орогенной стадии развития. Ю. А. Кузнецов и Ю. А. Косыгин (1962) в составе области пытаются выделить две геосинклинальные системы — Восточно-Забайкальскую и Западно-Охотскую, — искусственно разрывая, несомненно, единую полосу синийско-кембрийских и среднепалеозойских структур. Дискуссионными остаются вопросы тектонической интерпретации магматических явлений. В пределах рассматриваемого отрезка Монголо-Охотской области нет явно выраженных синтектоничных (соскладчатых) интрузий. Обнаруживается весьма четкая приуроченность магматизма (интрузивного и эффузивного) к разломам.

Фундаментом Монголо-Охотских складчатых структур служат опущенные части протерозойских глыб, сохранившихся к северу от нее. Фрагменты протерозоид можно наблюдать в Буреинском массиве и в его выступах.

Намечается разделение Монголо-Охотской складчатой области на три части: южную, центральную и северо-восточную.

В первой из них обнаруживается влияние крупной протерозойской глыбы, бóльшая часть которой погружена под мезозойские и более молодые отложения Амуро-Зейского и Буреинского прогибов. Участки ее выходят на поверхность в Буреинском массиве и в его выступах: Гонжинском, Мамынском и Хингано-Яуринском.

Центральная часть области представляет собой весьма своеобразную подвижную «шовную» зону, тесно связанную с Южно-Тукурингрским глубинным разломом. Эта длительно развивавшаяся зона в течение крупных отрезков геологического времени имела тенденцию к опусканию. Только в позднем мезозое она превратилась в приподнятый блок земной коры (Джагдинское поднятие).

Наименее изученная северо-восточная часть Монголо-Охотской складчатой области представляет собой, как это отметил еще в 1954 г. П. Н. Кропоткин, район виргации поднятий, сложенных палеозоем. Между поднятиями различаются мезозойские прогибы (Торомский, Ульбанский).

В южной части Монголо-Охотской складчатой области прослеживается в широтном направлении от р. Амазара до р. Норы на протяжении около 600 *км* ограниченное разломами *Ольдойское краевое поднятие*. Здесь, по данным Д. И. Горжевского, М. С. Нагибиной, С. А. Иванова, А. И. Самусина и других, выходят преимущественно среднепалеозойские отложения. На северном ограничении Ольдойского поднятия известны узкие впадины (Стрелкинская и др.), заполненные континентальной юрой. Для нижней части разреза (силур) характерны пачки светлых сахаровидных кварцитов с прослоями глинистых сланцев. Общая мощность силура колеблется от 300 до 1000 *м*. В девоне, представленном всеми тремя отделами, преобладают карбонатно-терригенные толщи мощностью до 4000 *м*. К верхам девона карбонатная составляющая разреза исчезает. По данным Г. Ф. Олькина, между девоном и карбоном устанавливается размыв. Осадки нижнего карбона грубозернистые (конгломераты, гравелиты, песчаники, реже алевролиты). Зеленокаменных и кремнистых пород в разрезе среднего палеозоя Ольдойского поднятия почти нет. Общая мощность силура — нижнего карбона достигает 5000—6000 *м*. В восточном направлении намечается некоторое увеличение мощности толщ. Вулканические образования в среднем палеозое распространены мало. М. С. Нагибина указывает на наличие прослоев основных эффузивов (спилиты, диабазовые порфириты и их туфы) в нижнем и отчасти в верхнем девоне. Вулканиты встречаются главным

http://jurassic.ru/

образом в восточной части Ольдойского поднятия. Маломощные прослои пепловых туфов и туффитов кислого состава, по данным М. С. Нагибиной, наблюдаются почти на всем протяжении разреза девона и нижнего карбона. В западной части Ольдойского поднятия Д. И. Горжевским и другими устанавливаются местные размывы между эйфельским ярусом и верхним девоном.

Среднепалеозойские отложения в пределах рассматриваемой структуры вытянуты в систему линейных складок простирания, близкого к широтному. Это преимущественно прямые открытые симметричные складки. В бассейне рек Уркана и Ольдоя описывается крупная Ильтивусская антиклиналь, прослеженная на 150 *км* с ядром, сложенным кварцитами омутнинской свиты. На крыльях складки выходят нижне- и среднедевонские отложения.

Расположенные юго-восточнее *Гонжинской и Мамынский выступы* обнажены и исследованы весьма плохо. На поверхности обнаруживаются реликты раннепротерозойских (?), синийско-кембрийских и среднепалеозойских складчатых образований. Широким развитием пользуются и раннепалеозойские (додевонские) гранитоиды. Все это подчеркивает некоторое сходство упомянутых выступов с Буреинским массивом. М. С. Нагибина пытается различать здесь и в смежных районах сложные складчатые формы — антиклинории и синклинории (Селемджино-Благовещенский, Октябрьско-Новоиннокентьевский антиклинории и Норский и Сухотинский синклинории). Древнейшие докембрийские (нижнепротерозойские?) гнейсы и кристаллические сланцы, прорванные интрузиями нижнепалеозойских гранитов обнажаются в долинах рек Зеи и Мамына. По р. Зее (между селами Бол. Ивар и Граматуха) гнейсы по М. С. Нагибиной смяты в крупные складки северо-восточного простирания. На крыльях складок наблюдаются различные мелкие складки и плойчатость. Простирание осей складок на сравнительно коротких расстояниях изменяются от северо-западного до северо-восточного. В долине р. Селемджи гнейсы смяты в асимметричные и незначительно запрокинутые на юго-запад складки северо-западного простирания. Падение слоев на юго-западных крыльях этих складок крутое (60—80°), на северо-восточных более пологое (40—60°). В долине р. Зеи гнейсы и кристаллические сланцы в ядре антиклинали инъецированы гнейсо-гранитами и гнейсо-диоритами. Отдельные выходы докембрия располагаются в виде узких клиньев и останцов среди предположительно синийско-кембрийских толщ и раннепалеозойских гранитоидов. Так, например, древние породы, зажатые разломами, располагаются в бассейне р. Мамына выше устья р. Инкана среди силурийских отложений. Они образуют полосу северо-восточного простирания протяженностью около 15 *км* при ширине 1—2 *км*.

Сложные структуры наблюдаются и в синийско-нижнекембрийских (?) толщах. Известная Гаринская структура, сложенная толщей метаморфических сланцев с маломощными прослоями и линзами известковистых сланцев и вулканогенных пород, образует асимметричную синклинальную складку северо-восточного простирания (50—66°), осложненную на крыльях более мелкой складчатостью (рис. 111). На северо-западе и юго-востоке синклиналь прорвана интрузиями диоритов и габбро и на юге — интрузиями серовато-розовых плагиогранитов. Крылья синклинали имеют крутое падение (70—80°). Детальными буровыми и разведочными работами (А. П. Кисец и др.) установлено, что Гаринская синклиналь несколько запрокинута на юго-восток и шарнир ее постепенно погружается на северо-восток. Гаринская синклиналь пересечена крупным разломом северо-восточного простирания. К северу и югу от этого разлома наблюдаются продольные и поперечные сбросы.

http://jurassic.ru/

Разрез среднего палеозоя начинается с вулканогенно-осадочных толщ силура. Между устьями рек Клинихи и Смолихи, на правобережье р. Норы силурийские отложения смяты в прямые, частью асимметричные, складки. Простирание осей складок северо-западное. В северной части крупных синклиналей крылья крутые, в южных — относительно пологие (углы падения 10—30°). Силурийские отложения нередко про-

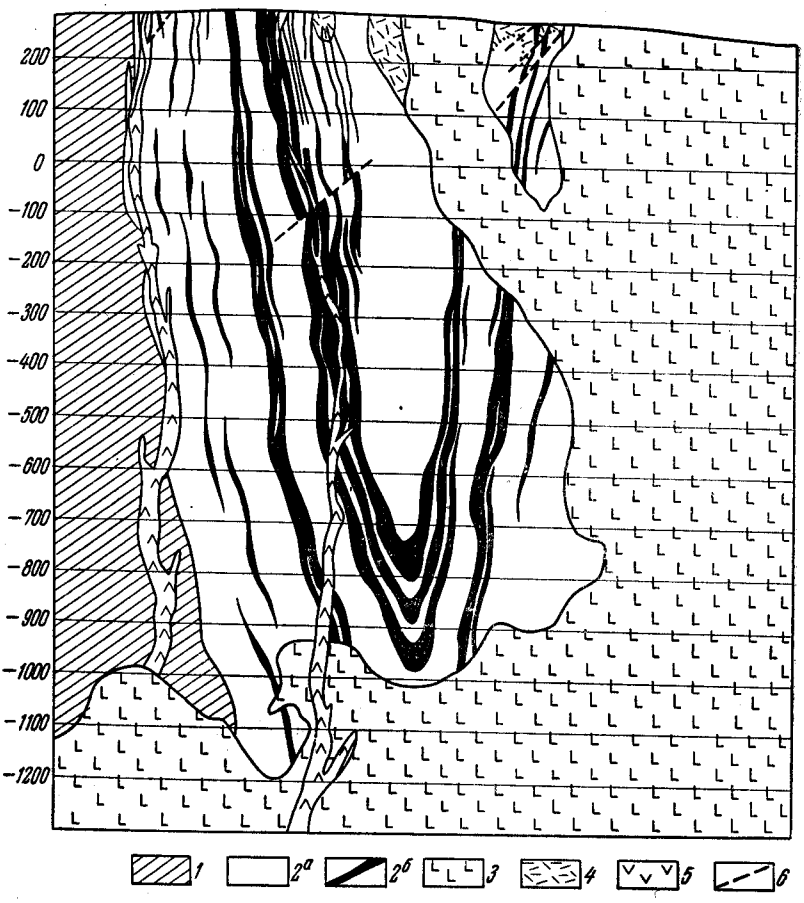


Рис. 111. Разрез Гаринской синклинали

1 — королевская свита (Pt_1); *2* — рудоносная свита: *2а* — полосчатые и массивные кварцево-альбитовые, амфибол-альбитовые, эпидот-амфибол-альбитовые, иногда с гранатом, известковистые и другие породы, *2б* — магнетитовые руды; *3* — габброидные породы; *4* — скарноподобные породы; *5* — жилы и дайки диоритовых и диабазовых порфиритов; *6* — тектонические разрывы

рваны интрузивными телами габбро и габбро-диабазов и местами крупными гранитными интрузиями.

Девонские структуры в Мамынском выступе образуют наложенные мульды, имеющие асимметричное строение. На водоразделе правых притоков р. Норы, рек Клинихи и Даенихи известна мульда шириной 1—1,5 *км* с более крутым (углы падения 25—30°) юго-западным крылом и пологим (углы падения 2—10°) северо-восточным. Аналогичные тектонические формы образуют девонские отложения в районе прииска Октябрьского.

Изложенное показывает, что в пределах Мамынского выступа наблюдается сложная мозаика древних (додевонских) структур. Отмеча-

http://jurassic.ru/

ются многочисленные разломы и интрузивные тела различного, преимущественно палеозойского возраста.

Остается неясным соотношение среднепалеозойских и более древних складчатых структур, выходящих вблизи Амура к северо-западу от г. Благовещенска, с вышеописанными. По М. С. Нагибиной, ширина складчатой зоны в долине р. Амура (Сухотинский синклинорий) достигает 30 *км*. Девонские вулканогенно-осадочные отложения смяты здесь в прямые открытые складки с углами падения крыльев 45—75°. В долине р. Гурана на левобережье р. Амура, по данным Г. П. Смирновой, выходят верхнедевонские отложения, вытянутые в северо-западном направлении. Такие же (северо-западные) простирания среднепалеозойских складчатых структур намечаются по работам китайских геологов на правобережье р. Амура.

В современной структуре Монголо-Охотской складчато-глыбовой области мезозойские отложения Верхнего Амура и бассейнов Буреи, Уды и Торома располагаются в прогибах между глыбово-складчатыми палеозойскими сооружениями. Эти прогибы некоторыми исследователями (М. С. Нагибина, В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий) стали в последние годы рассматриваться как структуры особого («Восточно-Азиатского») типа. Однако новейшие открытия мощных триасовых и юрских толщ в бассейне р. Деп (В. В. Шиханов, Ю. А. Мамонтов) подтвердили точку зрения Л. И. Красного, С. А. Музылева и других, что существующая изолированность мезозойских прогибов связана с позднемезозойским и более молодым размывом приподнятых блоков.

Верхнеамурский (Ольдойский) прогиб, или по Е. А. Бабичеву и Г. П. Леонову — Верхнеамурский синклинорий, протягивается более чем на 400 *км* от низовьев Шилки и Аргуни до меридиана р. Тыгды. Средняя ширина прогиба 40—50 *км*, наибольшая (район ст. Сковородино) — 120 *км*. Прогиб представляет собой максимально опущенную часть мезозоид Монголо-Охотской области, в которой ясно наблюдаются геосинклинальные черты.

Как и для большинства районов развития мезозоид Востока СССР, среди морских отложений триаса и юры Верхнеамурского прогиба резко преобладают мощные толщи терригенных осадков (темноцветные полимиктовые песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, реже гравелиты и конгломераты). Для них характерна то весьма грубая ритмичность с переслаиванием пачек, преимущественно песчаников разной крупности зерна или песчаников и алевролитов, то тонкое флишевое переслаивание тех же пород. Отдельные части толщи, например низы юрского разреза, относящиеся к верхнедугинской подсвите мощностью около 800 *м*, представляют собой типичную геосинклинальную аспидную формацию. Отложения верхнего триаса и юры относятся к осадкам мелкого моря или моря умеренной глубины. Указанная выше ритмичность свидетельствует о колебательных движениях в мезозойских бассейнах, испытавших в позднем триасе и юре общее погружение. Нисходящие движения резко усиливались по направлению на восток. Суммарная мощность верхнетриасовых — нижнемеловых осадков в бассейне р. Амура составляла 5100 *м*, восточнее в бассейне р. Ольдоя, 8300 *м* и еще далее на восток 12 000 *м*.

Фундаментом мезозойского прогиба служили смятые в складки среднепалеозойские породы, прорванные интрузиями. Общий план более древних складчатых структур и мезозойских совпадает. Поднятия, складкообразование и местами внедрение интрузий отмечаются в конце триаса — начале юры, в средней юре (выпадает из разреза верхний байос и бат) и в начале мела. Так, предположительно триасовые граниты (абсолютный возраст 185 млн. лет) установлены в Инимском

http://jurassic.ru/

блоке и в бассейне р. Таганки. В конгломератах нижней юры описывается галька этих гранитов. Более точно определено геологическое положение монцонитов, граносиенитов и гранодиоритов, прорывающих верхнеюрские (титонские) отложения. Абсолютный возраст этих интрузий 135—145 млн. лет и 110—125 млн. лет. Перекрываются интрузии талданской нижнемеловой вулканогенной толщей. Напряженная линейная складчатость обычного геосинклинального типа детально описывалась В. З. Скороходом, М. Н. Петрусевичем, Е. А. Бабичевым и Г. П. Леоновым и в последние годы Э. А. Портнягиным, Г. И. Степановым, А. И. Фрейдиным, Ю. А. Логиновым, З. Д. Москаленко, Д. В. Ворониным и др.

К югу от Ольдойского сброса, отделяющего среднепалеозойские складчатые структуры от мезозойских, юрские отложения смяты в серию линейно вытянутых изоклинальных и моноклинальных складок близширотного и северо-восточного простираний с падением крыльев под углами 40—60°. Изредка наблюдаются лежачие и опрокинутые (например, Амазарская синклиналь) складки. Упомянутый выше Ольдойский сброс фиксируется полосой шириной в 1,5—2,0 *км* брекчированных и развальцованных пород. Различаются также продольные разрывы взбросового и надвигового типов. Первые описываются Э. А. Портнягиным в Приаргунском районе, вторые — А. М. Фрейдином и другими в Сковородинском районе. З. В. Москаленко отмечает, что местами в средне- и верхнеюрских толщах наблюдаются широкие и пологие синклинали и антиклинали, имеющие в приосевой части углы падения крыльев до 70°, а вдали от осевой поверхности — 30—50°.

Нижнемеловые пресноводно-континентальные отложения занимают южную часть Верхнеамурского прогиба. Они дислоцированы несколько более полого, чем триасовые и юрские. Падение крыльев складок редко превышает 30—40°. Еще более полого залегают меловые вулканические толщи, характеризующиеся брахиформными структурами.

К юго-востоку от Верхнеамурского прогиба, отделяясь от него Гонжинским поднятием, располагается *Амуро-Зейский прогиб*. В пределах последнего различаются две межгорные впадины — в западной части Ушумунская и в восточной — Зейско-Буреинская. Намечаются на западе и севере прогиба и другие небольшие впадины, например Пиканская.

Верхнеюрские и нижнемеловые прибрежно-морские и пресноводно-континентальные угленосные отложения, содержащие прослои пирокластических пород преимущественно андезитового состава, в западной и северной части Амуро-Зейского прогиба смяты в пологие складки, близкие по типу к брахиантиклинальным и брахисинклинальным. Местами они пересечены сбросами северо-восточного простирания. По р. Зее, ниже устья р. Деп наблюдается пологая антиклинальная складка, в замковой части которой верхнеюрские — нижнемеловые отложения залегают почти горизонтально. На крыльях этой антиклинали развиты флексурные перегибы, осложненные сбросами.

Ушумунская впадина изучена слабо. Она, вероятно, выполнена верхнеюрскими морскими и пресноводно-континентальными отложениями значительной мощности, представленными в прибортовых частях впадины песчаниками с линзами конгломератов (низы толщи) и песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и углистых сланцев (верхи толщи). В раннем мелу во впадине продолжалось накопление озерно-болотных осадков (мощность свыше 3000 *м*). В различных местах впадины известны газопроявления. Впадина, по-видимому, ограничена разломами. В мезозойских отложениях отмечаются брахиантиклинальные складки с углами падения слоев до 20° в бортовых и 4—10° во внутренних частях впадины.

http://jurassic.ru/

Зейско-Буреинская межгорная впадина расположена между хр. Малый Хинган (КНР), возвышенностями Зейско-Гаринского междуречья, Селемджинской возвышенностью и хр. Турана. В. С. Волхонин большое значение придает Амуро-Мамынскому поднятию (выступ Буреинского массива), вытянутому в северо-восточном направлении от пос. Кумара на Амуре, через пос. Чагоян к р. Мамыну. Впадину, расположенную к юго-востоку от этого поднятия, называют Нижне-Зейской.

Материалы по геологическому строению возвышенностей и результаты геофизических работ, проведенных в пределах впадины, дают возможность сделать некоторые предварительные выводы о ее глубинном строении.

Зейско-Буреинская впадина, являющаяся наиболее крупной межгорной впадиной Дальнего Востока, в связи с возможной нефте-газоносностью в последние годы изучается с помощью геофизических методов и бурения (В. Г. Васильев, С. А. Музылев, В. Г. Вебер, М. И. Мандельбаум, В. И. Блюменцвейг, М. Т. Гусак, Н. А. Миронов, И. Н. Сулимов, С. Г. Саркисян, Н. Н. Соколова, Ю. Ф. Чемеков, И. О. Брод, В. С. Волхонин, М. И. Варенцов, Н. Т. Куренков, С. М. Дорошко). М. И. Варенцов и другие (1962) сравнивают по геологическому строению рассматриваемую впадину с монгольскими меловыми бассейнами и с расположенной к югу впадиной Сунляо (Сунгари-Ляохэ), где известны промышленные притоки нефти.

Формирование части впадины, расположенной к западу от Амуро-Мамынского выступа, началось несколько раньше (в средней или поздней юре), чем в восточной части. На востоке начало нисходящих движений относится, по-видимому, к поздней юре или самому началу мела. Зейско-Буреинская впадина осложнена многочисленными блоковыми погружениями и поднятиями, ориентированными в северо-восточном или близком к меридиональному направлении.

Упомянутые выше юрские существенно-морские и нижнемеловые континентальные, нередко угленосные, отложения, выходящие на поверхность по р. Зее, погружаются на юг и юго-восток под рыхлый покров горизонтальнолежащего верхнего олигоцена — нижнего отдела четвертичной системы. С востока и северо-востока фундаментом впадины, по-видимому, являются существенно палеозойские («байкальские») структуры Буреинского массива, сложенного в районе, граничащем со впадиной, гранитами. В западной части впадины к востоку от р. Зеи фундамент ее, возможно, сложен складчатым средним палеозоем (силур, отчасти девон) с отдельными небольшими выступами в ядрах антиклиналей синийско-кембрийских или протерозойских образований. О простирании среднепалеозойских структур достоверных данных нет. Одни исследователи (М. С. Нигибина) предполагают восток-северо-восточное простирание, их, другие (С. А. Музылев) — северо-западное. Выявленные геофизическими, главным образом гравиметрическими, исследованиями «валы» и «прогибы» меридионального направления, по-видимому, отражают проседания и поднятия более позднего (послеверхнемелового?) времени. По сводке М. И. Варенцова и других, подытоживающих материалы многолетних геолого-геофизических и буровых работ в Зейско-Буреинской впадине, выделяются валообразные поднятия: Тамбовско-Позднеевское, Воскресеновское и прогибы: Белогорско-Лермонтовский, Екатеринославский, Архаринский и Райчихинский. Эти структуры протягиваются в северо-восточном направлении, и по-видимому, ограничиваются разломами. Выступы фундамента фиксируются положительными аномалиями и подтверждаются данными бурения. Отрицательным аномалиям силы тяжести соответствуют погружения фундамента. Резко выраженные положительные ано-

http://jurassic.ru/

малии поля несколько смещаются в сторону отрицательных значений силы тяжести и, вероятно, отражают поля распространения вулканогенных пород.

Выходящие на поверхность в Верхнем Приамурье и по р. Зее слабодислоцированные позднемезозойские отложения перекрывали, вероятно, на большой площади среднепалеозойские и более древние структуры. Как далеко на восток заходят эти отложения судить трудно. Возможно, что они выполняют все погружения вплоть до Екатеринославского. Более высокий структурный этаж в зоне Амуро-Зейского междуречья слагают пологоскладчатые верхнемеловые кислые эффузивы, разбитые многочисленными разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания. В целом часть впадины, расположенная к западу от р. Зеи, характеризуется сильно дифференцированными интенсивными положительными и отрицательными гравитационными и магнитными полями. Имеются данные о неглубоком залегании здесь масс, вызывающих аномалии.

В районах впадин, расположенных к востоку от р. Зеи, фундамент представляет собой погруженные на различную глубину блоки (?) кристаллических и других пород (палеозойские гранитоиды, возможно, местами синийско-кембрийские отложения). Между р. Зеей и хр. Турана, где эти породы выходят на поверхность, выделяются с запада на восток, по данным геофизических исследований, три зоны: Призейская, Екатеринославская и Буреинская. В Призейской зоне наблюдается чередование локальных аномалий (обоих знаков) и примерно равное распространение положительного и отрицательного магнитного поля средней интенсивности. В этой зоне выделяются две отрицательные аномалии силы тяжести — Лермонтовская и Белогорская (Куйбышевская), которые возможно соответствуют участкам глубокого погружения фундамента. К востоку от них располагается Тамбовско-Позднеевское валообразное поднятие, разделенное седловиной на две части. Это поднятие прослеживается в северо-восточном направлении на 150 *км*. Ширина его достигает 30 *км*.

Восточнее располагается Екатеринославская (Михайловская) зона, где, по геофизическим данным, намечается обширный район гравитационных и магнитных минимумов. В южной части Екатеринославского погружения (впадины) намечаются грабеноподобные структуры с наибольшей глубиной фундамента 1500—2000 *м*. Разрез нижнемеловых отложений, согласно данным, полученным Белогорской скважиной (глубина 1988 *м*), имеет мощность 1600 *м*. Нижняя часть разреза представлена осадочно-эффузивной толщей, несколько напоминающей соответствующие образования Малого Хингана (олонойская толща). В верхней части разреза преобладают песчаники с прослоями алевролитов, реже глин, и плотные глины и алевролиты (вверху). Все нижнемеловые отложения заметно дислоцированы (углы падения слоев 25—30°). С угловым несогласием нижний мел перекрыт песчано-глинистыми отложениями цагаянской свиты и еще более молодыми угленосными отложениями кивдинской свиты (верхний мел — палеоцен).

В низовьях Буреи находится Буреинская зона близповерхностного и ненарушенного залегания фундамента со спокойными положительными гравитационными и магнитными полями. Граница Буреинской и Екатеринославской зон идет, по-видимому, по разлому северо-восточного простирания, что фиксируется довольно резкой сменой интенсивности геофизических полей. В позднем мезозое (маастрихтский и датский века) и раннем кайнозое в Зейско-Буреинской впадине происходило прогибание и отложение континентальных осадков сравнительно небольшой мощности. Эти отложения образуют пологие широкие

http://jurassic.ru/

складки с углами падения в несколько градусов. На большей площади пласты цагаянской и кивдинской свит лежат горизонтально, что хорошо видно, например, в горных выработках Кивдо-Райчихинского буроугольного района. В позднем палеогене и неогене Зейско-Буреинская впадина находилась в спокойной тектонической обстановке. Рыхлые осадочные толщи этого времени, как правило, залегают горизонтально. Однако иногда наблюдаются заметные складчатые дислокации (район с. Ивановки).

Буреинский прогиб (Буреинский краевой прогиб, Хингано-Буреинский краевой прогиб) находится в пределах опущенной в мезозое окраинной части Буреинского массива. В его состав входит крупный угленосный бассейн. Прогиб протягивается в меридиональном — северо-восточном направлении от верховьев рек Сутара и Дубликана до р. Акишмы на расстоянии 230 *км*. Средняя ширина прогиба 50 *км*, максимальная, в южной части 75 *км*. В районе поднятия Киветы ширина прогиба сокращается до 18 *км*. В. В. Онихимовский считает, что в южных предгорьях хр. Эзоп этот прогиб поворачивает на северо-запад и дальше соединяется с Огоджинским прогибом. На юге к Буреинскому прогибу примыкают однотипные по образованию, но более мелкие по размерам Тырминский и Гуджальский прогибы. На севере молодым поднятием хр. Джагды Буреинский прогиб отделен от сходного по генезису Удского прогиба.

Тектоника Буреинского прогиба описывалась В. З. Скороходом, Н. П. Херасковым, А. К. Матвеевым, Г. В. Коротковым, Ю. А. Альбовым, С. М. Брагинским и др.

Буреинский прогиб обладает рядом признаков, характерных для краевых прогибов. Его восточный борт, находящийся ближе к позднемезозойской (Сихотэ-Алинской) складчатой области, имеет более сложное строение, чем западный, примыкающий к Буреинскому массиву. На востоке развиты довольно узкие линейные складки, сохраняющие свои морфологические особенности на большом расстоянии. В центральной части прогиба прослеживаются широкие, прямые складки с пологими (20—25°) падениями крыльев. В связи с погружением шарниров, складки на геологической карте вырисовываются нередко как брахиформные. Западная часть прогиба, выполненная континентальными меловыми отложениями, характеризуется еще более простыми и пологими складками (синклинали и антиклинали с уплощенным сводом), с углами падения крыльев, не превышающими 12—15°. Отмечается постепенное смещение оси прогибания с востока на запад.

При геологическом картировании вырисовываются локальные несовпадения площадей осадконакопления для различных геологических эпох, в результате чего вдоль западного борта прогиба в основании мезозойской толщи залегает не умальтинская, а одна из вышележащих свит. Известно что юрская трансгрессия достигла западной границы Буреинского бассейна только к концу лейаса и разрез юрских отложений здесь начинается с верхнего тоара (эпиканская свита) или даже келловей-оксфорда (эльгинская свита). В поздней юре отдельные части Буреинского прогиба поднимались, в результате чего в разрезе верхов юры (или низов мела) часто отсутствует титон (чаганыйская и талынджанская свиты). Исследованиями Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн и позднее геологами ДВГУ и ВСЕГЕИ устанавливается, что чередование фаций в разрезе юрских отложений и, в частности, чередование и количественное соотношение аркозового и полимиктового материала связано с изменением областей сноса в процессе осадконакопления. Питание бассейна аркозовым материалом происходило за счет размыва гранитоидов Буреинского массива. Источником

http://jurassic.ru/

преимущественно полимиктового материала являлось поднятие палеозойских структур западной части Буреинского хребта.

В конце юры регрессия моря привела к смене морского режима континентальным. Пространственно область накопления меловых угленосных отложений расположена к западу от юрского прогиба.

Буреинский прогиб рассматривается как один из остаточных мезозойских геосинклинальных прогибов Монголо-Охотской складчато-глыбовой области. Возможно, что в юре он представлял собой внешний геосинклинальный (пригеосинклинальный) прогиб, открывавшийся на север и, возможно, на северо-запад и соединявшийся с Верхне-Амурским прогибом. Лишь в мелу или самом конце юры он превратился во впадину на восточной окраине Буреинского массива, отделенную от смежной Сихотэ-Алинской геосинклинальной области широким поднятием.

Торомский внутренний прогиб отделен от Удского Тыльско-Шантарским краевым поднятием, а от более восточных синклинальных структур Бюконским поднятием. Торомский прогиб описывался в работах Ю. Ф. Погони, Е. Г. Сидельниковой, В. А. Ярмолюка, Л. И. Красного, Г. С. Ганешина, Н. К. Осиповой, И. К. Никифоровой, С. И. Горохова и др. Он выполнен морскими отложениями верхнего триаса, юры и валанжина. Юго-западная часть прогиба сложена вулканитами верхнего мела и палеогена (?). Вдоль оси прогиба и несколько в стороне от нее развиты меловые интрузивы. Длина прогиба 250 *км*, ширина 40—60 *км*.

Вблизи р. Тором намечается поперечный антиклинальный перегиб шарнира складки с выходами на поверхность среднего палеозоя (?), верхнего триаса и нижней юры. В центральной части Торомской синклинали залегание слоев весьма пологое. В хорошо обнаженной прибрежной части Удской губы, между устьем р. Бираңджа и мысом Дуганджа углы падения слоев, слагающих верхнюю юру, редко превышают 3—5°.

В. А. Ярмолюк характеризует изученную им в Нелькан-Торомском междуречье синклиналь как слабовогнутую в поперечном сечении мульду, днище которой сложено пологоволнистыми, почти горизонтально залегающими, породами юры и нижнего мела. Борта этой мульды наклонены внутрь ее, местами довольно круто (до 45°). В юго-западной части этой структуры углы падения в центральной части складки не превышают 5—8°, а на крыльях достигают 12—18°. В северо-восточной части Торомского прогиба, вскрытой в береговых обрывах Тугурского залива, заметно, что складки верхнетриасовых отложений вытянуты в северо-восточном направлении и дислоцированы весьма круто. Обычно углы падения триасовых пород колеблются в пределах 60—90°. Падение преимущественно северо-западное. Предполагаемое рядом исследователей отсутствие рэта и нижнего и среднего лейаса, а также наличие базальных конгломератов в толще верхнего лейаса свидетельствует о поднятиях и размыве в доверхнелейасовое время. Находящиеся здесь же тоарские и ааленские отложения по условиям залегания весьма близки. Они сложены в симметричные складки с углами падения крыльев 30—40°. Местные изгибы складок характеризуются как крутыми — до 50—60°, так и более пологими до 10—12° падениями. К югу от мыса Чокоринга в береговых скалах отмечены надвиговые нарушения с углами падения плоскости надвига 45—50°. Более пологий надвиг описан вблизи мыса Никта. Здесь падение плоскости надвига не превышает 12—14°. Вышележащая средняя и верхняя юра по степени дислоцированности резко отличается от более древних отложений, включая верхнелейасовые. Средняя юра (бат?)

http://jurassic.ru/

залегает сравнительно полого. Углы падения крыльев складок не превышают 8—10°, лишь в зонах нарушений отмечены углы падения до 30°. Верхнеюрские отложения залегают еще более полого, чем среднеюрские. В прекрасных разрезах мыса Малый Дуганджа (рис. 112) видно пологоволнистое залегание пластов оксфорд-кимериджа и кимеридж-нижневолжского яруса. В бассейне р. Ал устанавливается несогласное залегание оксфорд-кимериджских отложений на более древних толщах.

*Удский краевой прогиб** расположен между приподнятым палеозойским блоком (Тыльско-Шантарское краевое поднятие) и протеро-

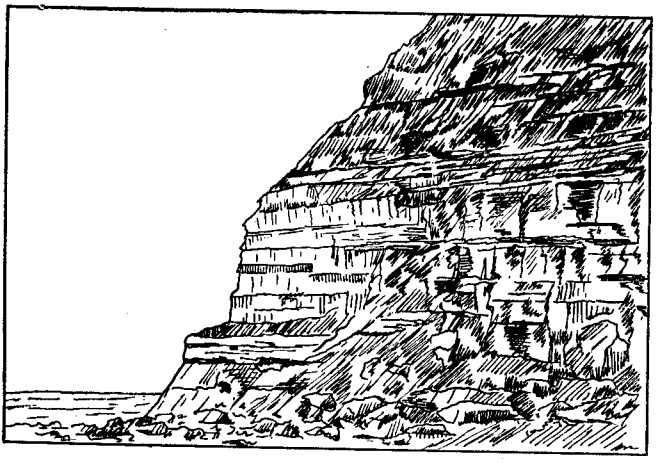


Рис. 112. Мыс Малый Дуганджа. Выходы верхнеюрских отложений в центральной части Торомского прогиба. Зарисовка Л. И. Красного

зоидами Становика. Он представляет собой вытянутый в широтном направлении на 400 *км* прогиб шириной от 25 до 100 *км*. На западе он продолжается в Верхне-Зейскую межгорную впадину, отделяясь от нее Дуругинским порогом с неглубоко залегающим докембрием.

Удский прогиб изучался В. И. Серпуховым, П. С. Бернштейном, Д. С. Несвитом, Л. И. Красным, Ю. Ф. Чемековым, В. А. Ярмолюком, Ю. О. Фефеловым, И. К. Никифоровой и др. Прогиб заполнен главным образом юрскими и меловыми морскими, континентальными и вулканогенными образованиями значительной (особенно в южном борту) мощности. Возможно присутствие в нем верхнетриасовых морских и палеогеновых и неогеновых озерных и речных отложений. Местами, вдоль южной окраины прогиба на поверхность выведены докембрий и нижний палеозой (кембрий). Как и в типичных краевых прогибах, в Удском прогибе четко выражено асимметричное строение, со сложной складчатостью и большей мощностью толщ в борту, прилегающем к более молодой гесинклинальной области, и с более простой — в борту, расположенном в сторону древнего сооружения Становика-Джугджура. Не исключено, что на месте Удского прогиба в палеозое находилась структура подобного же типа. Свидетельством тому являются

* Этот прогиб от типичных краевых прогибов Приверхоянского и других отличается не только своими меньшими размерами, но и отсутствием мезозойских складчатых структур в складчатой зоне.

http://jurassic.ru/

фрагменты кембрийских и ордовикских толщ в низовьях р. Шевли и девонских грубозернистых толщ, выходящих в бассейне р. Айконды.

Юрские отложения, наиболее хорошо изученные в бассейнах рек Лан, Бол. и Мал. Суникан и Шевли, наклонены в сторону осевой части прогиба. По исследованиям Д. С. Несвита и И. И. Сей, юра здесь сложена в складки линейного типа с довольно крутыми (до 50°) углами падения крыльев. Сравнительно небольшие (20—30°) углы падения наблюдались в местах погружения шарниров складок. Между устьями рек Шевли и Тульничан породы фундамента (докембрийские ? граниты) кое-где выходят у подножия речных обрывов Уды. Они перекрыты аркозовыми песчаниками и конгломератами с юрской флорой, падающими на юго-запад под углом 10°. Восточнее, вблизи устья р. Чогар, на левобережье Уды П. С. Бернштейн в 1937 г. указывал на наличие юрских морских отложений.

Дальше на восток, по материалам Л. И. Красного и Ю. Ф. Чемекова, Ю. О. Фефелова и В. А. Ярмолюка, верхнеюрские — нижнемеловые континентальные отложения собраны в пологие складки (12—15°). Они перекрываются также слабодислоцированными покровами средних эффузивов, наиболее широко развитых на левобережье Уды. Более узкая полоса также вулканогенных пород распространена и вдоль южной окраины долины Уды. Пески и песчаники (неогеновые?) в низовьях р. Шевли, слабо дислоцированы и падают на ЮВ 172° под углом 7—11°.

Уцелевшие от разрушения абразией фрагменты Удского краевого прогиба прослеживаются по северному побережью Удской губы от мыса Антыкан до мыса Борисова. Складчатая структура верхнеюрских и нижнемеловых отложений вытянута в северо-восточном направлении. Синклинальный характер этой структуры выявляется при анализе геологической карты района. В ядре синклинали выходят порфириты и кварцевые порфириты нижнего мела, а на крыльях углисто-глинистые сланцы, песчаники и конгломераты верхней юры. В целом здесь наблюдается развитие пологих складок с углами падения крыльев от 12 до 30°. Одна из второстепенных крутых антиклинальных складок вскрыта в береговых обрывах между реками Олькондо и Кыраном.

Южная окраина Удского прогиба в Шевли-Гербиканском районе представляет собой значительную по протяжению (около 120 *км*) синклинальную складку, обрезанную на севере разломом. Верхнеюрские отложения падают моноклинально на север-северо-запад под углами от 40—50 до 10—20°. В краевых частях прогиба в нижнеюрских отложениях наблюдаются более крутые падения слоев. Юрские отложения пересечены сбросами и надвигами с небольшой амплитудой. В бассейне р. Шевли в юрских отложениях изредка наблюдаются дополнительные мелкие складки. Между устьями рек Шевли и Галлама юра залегает весьма полого (10—12°) на докембрийских кристаллических породах. Ниже устья р. Галлама Ю. О. Фефеловым и Л. И. Красным описана синклиналь, в ядре которой выходят меловые (?) порфириты и кварцевые порфириты, а на крыльях — углисто-глинистые сланцы, песчаники и конгломераты верхней юры.

Центральная часть Монголо-Охотской складчатой области обладает рядом особенностей, выделяющих ее среди других структур Дальнего Востока. Эта сравнительно узкая подвижная зона находится на стыке протерозоид Становика с описанной выше южной частью области, имеющей сложное складчато-глыбовое строение. Приподнятая по отношению к расположенным с севера и юга мезозойским прогибам и впадинам (Амуро-Зейский прогиб, Верхне-Зейская впадина) эта зона может быть названа «Джагдинским поднятием», или, учитывая ее не-

http://jurassic.ru/

значительную ширину и связь с крупными региональными разломами, — «Джагдинской шовной зоной». Однако и это название далеко не отражает особенностей ее геологического развития.

Восточнее р. Ольдоя рассматриваемая шовная зона переходит в систему краевых разломов. Употребляемые для этой зоны другие названия: Тукурингро-Джагдинский антиклинорий, Ольдое-Селемджинская зона, Селемджино-Кербинский выступ также не вскрывает ее главных особенностей.

Отдельные части этой сложной структуры изучались Н. Ф. Левыкиным, А. А. Кирилловым, А. З. Лазаревым, Н. П. Саврасовым, В. Ф. Зубковым, Л. И. Красным, Д. А. Кириковым, М. С. Нагибиной, Н. А. Богдановым, В. А. Рудником, Л. М. Алексеевым, Ю. П. Рассказовым, Ю. А. Мамонтовым, Ю. П. Щербиной, В. В. Шихановым, Э. Л. Школьником, Г. В. Беляевой, М. Т. Турбиным, Л. В. Эйришем и др.

Сильный, хотя и неравномерно распределенный метаморфизм, характерный для значительной части горных пород, слагающих это поднятие, затрудняет расшифровку стратиграфии входящих в него толщ. Отсюда и тектонические построения, относящиеся к этой структуре, часто довольно противоречивы.

Заложение Джагдинской шовной структуры (рис. 113) относится к послераннепротерозойскому, возможно раннесинийскому времени. Геосинклинальный трог в синийско-раннекембрийскую эпоху заполнялся вулканогено-осадочными и осадочными образованиями значительной (5000—6000 *м*) мощности. В районе «Зейского прорыва», к северу от г. Зеи синийские (?) метаморфические сланцы слагают северное крыло крупной Алгая-Пиканской антиклинали. В ядре этой складки наблюдаются интрузии основных пород. Внедрение последних предполагается одновременно со складчатостью. В районе Зейского прорыва преобладает падение слоев на север под углами 30—50°. По левому верхнему притоку р. Алгая наблюдались крутые складки с размахом крыльев от 100 до 300 *м* и с углами падения слоев от 50 до 60°.

По правобережью Зеи в ядрах антиклиналей наблюдаются кристаллические сланцы и гнейсы усть-гилюйской серии, смятые в мелкие складки с весьма невыдержанными простираниями осей. Как указывают В. А. Рудник и Л. М. Алексеев, в результате милонитизации и рассланцевания в породах усть-гилюйского комплекса возникают своеобразные метаморфические сланцы с порфирокластическими структурами. В хр. Джагды широко проявлены надвиги. По наблюдениям В. А. Рудника и Л. М. Алексеева отмечалось надвигание нижнего протерозоя на метаморфические сланцы синийско-кембрийского комплекса, а по наблюдениям Ю. А. Мамонтова — протерозойских гнейсов на юрские глинистые сланцы. Вдоль надвигов нередко развиты мощные зоны милонитизации.

На восток от Зейского прорыва полоса измененных метаморфических сланцев прослеживается в бассейн р. Селемджи, где для нижней части разреза принят синийский, а для верхней, по многочисленным находкам археоциат, — нижнекембрийский возраст соответствующих толщ. Наиболее глубокометаморфизованные породы развиты в южной части структуры, где они явно тяготеют к зоне Южно-Тукурингрского глубинного разлома. Отдельные полосы интенсивно метаморфизованных пород прослеживаются и севернее, например, полоса «ямиканских» сланцев в бассейне р. Кумусуна. Бóльшая же часть синийско-кембрийских и более молодых отложений, вплоть до юрских, изменена до филлитовой стадии метаморфизма. В бассейнах рек Джугды и Уркана описываются антиклинальные и синклинальные складки с углами паде-

http://jurassic.ru/

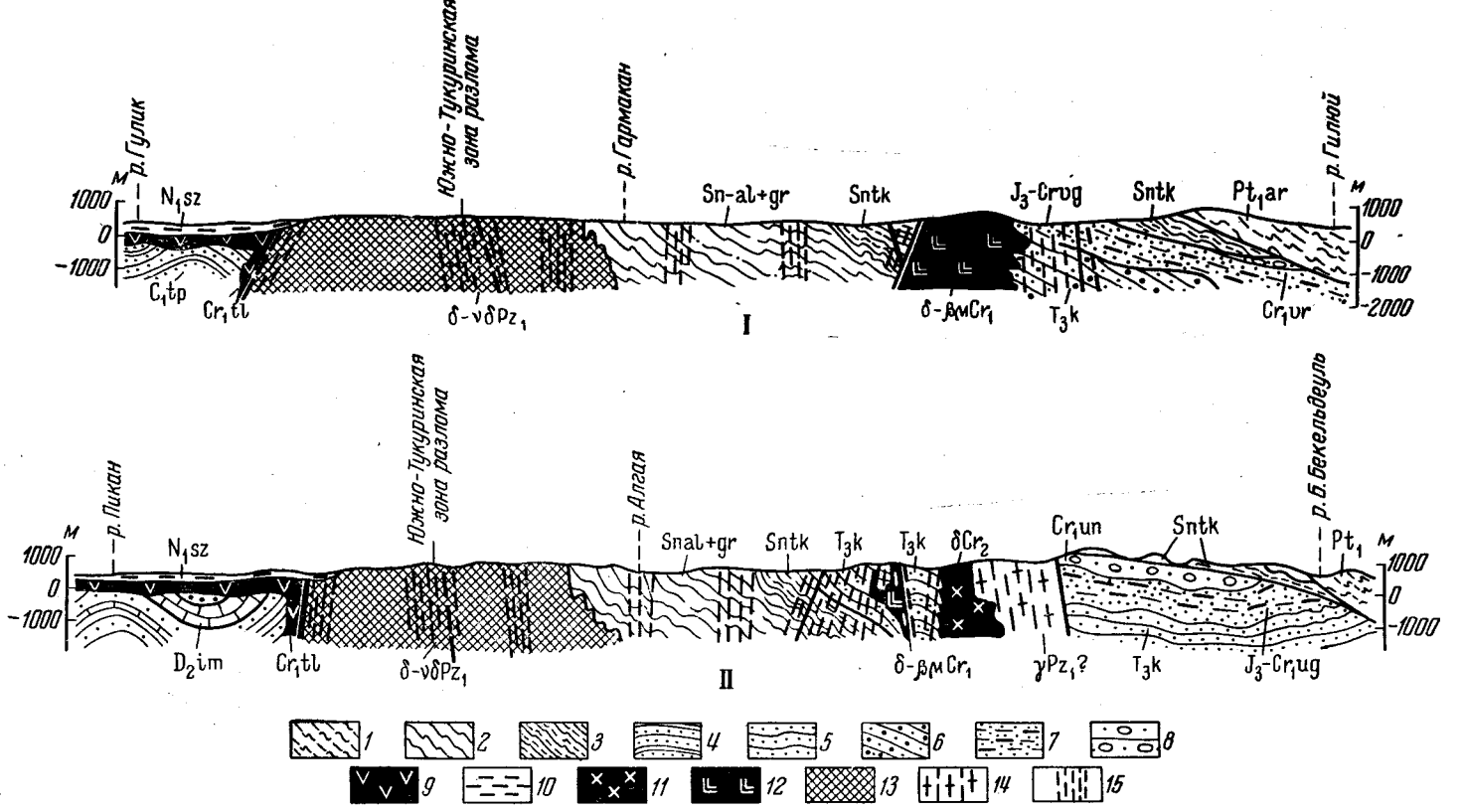


Рис. 113. Геологические разрезы через Джагдинскую шовную структуру (по Ю. А. Мамонтову с дополнением)

I — Зейский прорыв, II от р. Пикан до р. Б. Бекельдеуль. *1* — усть-гилюйская серия гранатсодержащих биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов (Pt_1); *2* — *алгаминская* и *гармаканская свиты* кварц-серицитовые и другие сланцы ($Sn al+gr$); *3* — *теплоключевская свита* — кварцево-актинолитовые сланцы с магнетитом, кварцево-эпидот-хлоритовые сланцы ($Sn tp$); *4* — *имачинская свита* мраморизованных известняков и кварцитов ($D_2 im$); *5* — *типаринская свита* песчаников и алевролитов ($C_1 tp$); *6* — *карнийский ярус* — песчаники, конгломераты (T_3^K); *7* — *уганская свита* — песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы (J_3—$Cr_1 ug$); *8* — *ундытканская свита* — конгломераты, гравелиты ($Cr_1 un$); *9* — *талданская свита* — порфириты и их туфы; *10* — *сазанковская свита* — глины, углистые аргиллиты, пески ($N_1 sz$); *11* — диориты (δCr_2); *12* — метадиабазы, габбро-диабазы ($\beta\mu Cr_1$); *13* — диориты, габбро-диориты, горнблендиты (δ—$\nu\delta Pz$); *14* — катаклазиты и милониты по гранодиоритам и плагиогранитам (γPz); *15* — зоны интенсивного рассланцевания и смятия.

ния крыльев до 60—70°. В бассейне верхнего течения р. Селемджи тектоника синийских толщ чрезвычайно сложна. Она характеризуется линейно вытянутыми складками, крылья которых сильно усложнены более мелкими складками часто изоклинальными и опрокинутыми.

В пределах Джагдинской шовной структуры четко выражены своеобразные овалы (купола ?) диаметром по длинной оси 30—50 *км* и по

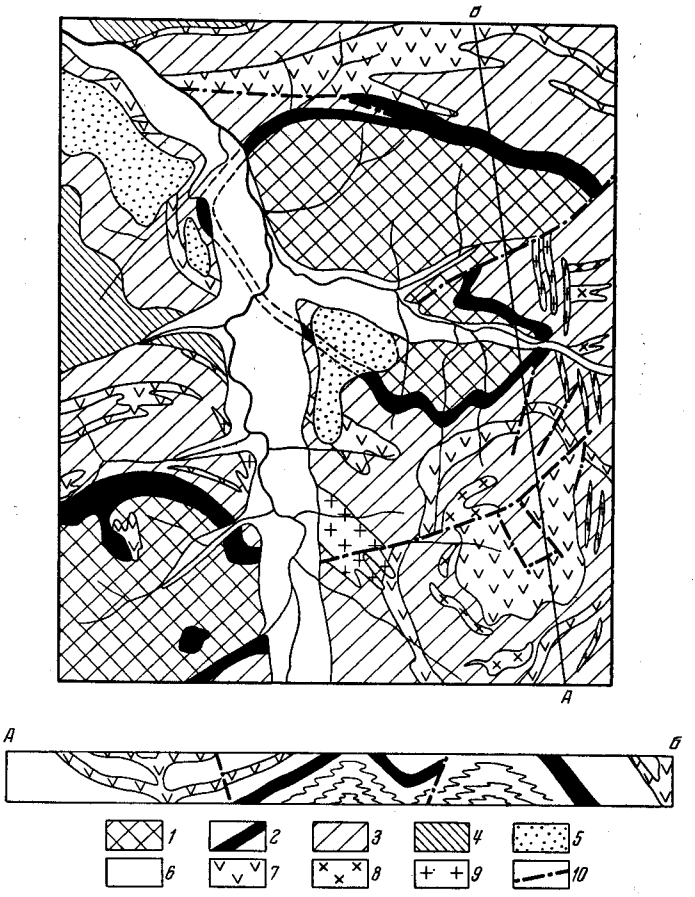


Рис. 114. Схема геологического строения бассейна р. Харги

1 — *афанасьевская свита* — альбит-слюдяно-кварцевые сланцы; *2* — маркирующий горизонт зеленокаменных пород; *3* — *мынская свита* — метаморфизованные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы; *4* — *златоустовская свита* — метаморфизованные глинистые сланцы, реже песчаники, линзы мраморов; *5* — аллювиальные отложения высоких террас; *6* — современные аллювиальные отложения; *7* — метаморфизованные диориты и микродиориты; *8* — катаклазированные граниты; *9* — аплиты, фельзиты. *10* — тектонические разрывы

короткой 15—25 *км*. Площадь овалов составляет от 100 до 600 *км*^{2}. Они известны в верховьях рек Буреи, Харги (рис. 114) и Керби. Здесь, по данным В. Ф. Козюры, Э. П. Хохлова, Л. В. Эйриша и других, среди немых верхнепротерозойских (синийских) толщ развиты заметно более метаморфизованные породы. В центральной части овала степень метаморфизации горных пород наиболее значительна. По направлению к периферии овала метаморфизм затухает. Так, например, в наиболе крупном Софийском овале, верховья р. Буреи, в ядре его обнажа-

http://jurassic.ru/

ются средне- и крупнозернистые альбит-слюдяно-кварцевые с гранатом сланцы.

В меньших по размерам овалах степень метаморфизма снижается. В Эльгоканском овале в центре наблюдаются тонкозернистые альбит-слюдяно-кварцевые сланцы, а на периферии филлиты. В бассейне р. Керби — Сивакский и Гонгренский овалы — в сводах овалов, по данным Л. В. Эйриша, развиты лежачие изоклинальные складки и складки течения.

Следует отметить, что все эти овалы являются источниками промышленных россыпей золота.

Кембрийские отложения, смятые в линейные складки, залегают согласно на синийских и протягиваются значительно дальше на восток, чем это предполагалось ранее. В их составе на северном склоне хр. Джагды широко развиты различно окрашенные яшмы, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, измененные основные и кислые эффузивы и пласты железных гематито-магнетитовых руд. Общая мощность кембрийских отложений превышает 1500 *м*. По новейшим данным в пределах хр. Джагды выявлены средне- и верхнекембрийские и, возможно, ордовикские отложения.

Непосредственно в Джагдинской шовной зоне среднепалеозойские отложения не доказаны. Однако к западу, югу и востоку в Ольдойском и Тыльско-Шантарском краевых поднятиях среднедевонские толщи распространены широко.

Более точные сведения имеются о сложноскладчатых верхнепалеозойских толщах развитых в северной части Джагдинский шовной зоны к западу от оз. Огорон. М. Т. Турбин здесь обнаружил верхнекаменноугольные — нижнепермские отложения мощностью около 4000 *м*, с размывом залегающие на синийско-кембрийских или более молодых (девонских раннекаменноугольных) филлитах и песчаниках. Следует отметить общие черты разреза верхнего палеозоя, среднего палеозоя и нижнего кембрия — преобладание песчаников, часто рассланцованных, с линзами и пачками зеленокаменных пород, известняков, яшм и кремнистых сланцев.

Такие же особенности разреза характерны для верхнепалеозойских, верхнетриасовых, верхнеюрских шовных структур Сихотэ-Алинской складчатой области. Как было указано (Красный, Жамойда, Моисеева, 1962), такого типа структурно-формационные комплексы присущи почти всем притихоокеанским структурам (о-в Сахалин, Камчатка, Корякское нагорье) Востока СССР.

Триасовые и юрские отложения в пределах Джагдинской шовной зоны также имеют значительную мощность — более 2000 *м*. Например, недавно открытые верхнетриасовые (карнийские) отложения в бассейне р. Десса и истоках р. Депа имеют, по В. В. Шиханову, мощность 1500 *м*. В их составе преобладают ритмично наслоенные песчаники и алевролиты. Отложения смяты в складки с углами падения 30—45°. В их состав входят как морские толщи (верхний триас), так и морские и континентальные толщи (юра). Эти складчатые образования терригенного состава (конгломераты, гравелиты, песчаники, глинистые сланцы, алевролиты) имеют в настоящее время незначительное распространение, что объясняется меловым и кайнозойским размывом.

Не остается сомнений, что позднетриасовые и юрские геосинклинальные прогибы, выполненные морскими отложениями, охватывали весьма протяженную полосу вдоль Охотской ветви Монголо-Охотской геосинклинальной области.

http://jurassic.ru/

Все это опровергает представления М. С. Нагибиной о специфичности и изолированности всех мезозойских прогибов Монголо-Охотской складчатой области. В целом рассматриваемая зона представляет собой яркий пример унаследованного развития. В ней при детальных исследованиях, вероятно, можно будет различать: посленижнекембрийские (байкальские), посленижнекаменноугольные (раннегерцинские), возможно послераннепермские (позднегерцинские) и послеюрские тихоокеанские (киммерийские) структуры.

Вопросы метаморфизма Джагдинской шовной зоны только начинают изучаться. Впервые внимание на «полосы смятия» было обращено Л. И. Красным и в дальнейшем Д. А. Кириковым. На геологических и тектонических картах Дальнего Востока стали показываться «зоны смятия, дробления и рассланцевания». По-видимому, зоны смятия, тяготеющие к крупным глубинным разломам, при пологом их падении и значительной глубине погружения дают широкие полосы метаморфических пород с постепенным ослаблением при удалении от разлома.

В Западном Приохотье, составляющем северо-восточную часть Монголо-Охотской складчатой области, различаются поднятия, сложенные интенсивно дислоцированным палеозоем и прогибы, выполненные верхнетриасовыми — юрскими и меловыми отложениями. Поднятия, образующие разветвление, прослеживаются от Харгинско-Селитканского района на северо-восток и восток. Выделяются Тыльско-Шантарское краевое поднятие и Бюконское и Кербинское поднятия. Все они стратиграфически слабо изучены. На основе редких находок фауны и флоры в их пределах выделяются синийско-нижнекембрийские, и нижнекембрийские, девонские — нижнекаменноугольные (?) и верхнепалеозойские, вероятно верхний карбон — нижняя пермь, толщи.

Западная полоса складок, составляющая Тыльско-Шантарское краевое поднятие, сложена существенно нижнекембрийскими толщами (по В. Ф. Сигову и Ю. А. Мамонтову). Она характеризуется линейно вытянутыми и местами (среднее течение р. Шевли) изогнутыми осями. В низовьях правых притоков р. Шевли (реки Джагдони и Верхняя Эльга) антиклинальные складки более широкие, погружающиеся на северо-восток и юго-запад.

Сравнительно подробную характеристику получили среднепалеозойские (как уточнено в 1961—1964 гг. — нижнекембрийские) структуры в среднем и верхнем течении рек Лагапа, Галлама, Джолака и Гербикана. Здесь наблюдается чередование сравнительно узких и длинных антиклинальных и синклинальных складок, местами сильно сжатых, сдавленных и разорванных нарушениями надвигового типа. По берегам рек Джолака, Галлама, Шевли и Ира хорошо видны детали складчатой структуры. Здесь, в скалистых речных обрывах повсюду наблюдаются крутые углы падения пластов, превышающие 50° и обычно колеблющиеся в пределах от 75 до 90°. Оси складок, сохраняя северо-восточное простирание, образуют местные изгибы. Среднее направление падения пластов колеблется в пределах СЗ 300—340° и ЮВ 120—160°. По р. Иру наблюдалось запрокидывание складок, направленное то на северо-запад, то на северо-восток. Особенно сложная мелкая складчатость характерна для кремнистых сланцев. В палеозойских породах Шевли-Галламского и соседних районов повсеместно наблюдались многочисленные трещины кливажа. Напряженность тектонических усилий проявляется часто в тонком рассланцевании и перетертости пород.

Южный пучок складок Бюконского поднятия, протягивающийся от верхнего течения р. Торома к западному побережью Тугурского залива,

http://jurassic.ru/

имеет восток-северо-восточное простирание. Он изучен хуже, чем северный. В. А. Ярмолюк отмечает, что и здесь среднепалеозойские (?) отложения смяты в крутые складки, разорванные надвигами и мелкими сбросами. В этой полосе более подробно изучен участок выхода среднего (?) палеозоя в бухтах Корель и Уйкон. К югу от устья р. Корель (Кунгай) наблюдались в корельской свите крутые падения пластов и мощные пачки с почти вертикально стоящими пластами или пластами, смятыми в сложные мелкие складки. К югу от бухты Мамга в корельской свите зарегистрированы чешуйчатые надвиги. Неоднократно отмечалась милонитизация, особенно отчетливо проявленная в зеленокаменных породах, залегающих среди яшм.

Более подробно работами Л. И. Красного и Г. С. Ганешина изучена тектоника среднепалеозойских толщ на Шантарских островах. Здесь девонские отложения, объединенные в несколько свит, сложены в ряд линейно вытянутых в восток-северо-восточном направлении складок, разорванных надвигами и сбросами. Главнейшие из этих антиклинальных и синклинальных складок получили собственные наименования. Наиболее отчетливо прослеженная Центральная антиклиналь представляет нормальную складку с падением южного крыла на юго-восток 160—170° под углами 40—50° и северного крыла на северо-запад 335—345° под углами 70—85°. Довольно ясно устанавливается погружение шарнира складки на северо-восток. Южная антиклиналь, разорванная в средней части сбросами, прослеживается от полуострова, оканчивающегося мысом Радужным, к низовьям р. Якшина и дальше к вершине р. Средней. К югу от мыса Северного наблюдается Северная антиклиналь, рассеченная крутым север-северо-восточным разрывом. Крыло этой складки к юго-востоку от мыса Северного имеет чешуйчатое строение. Плоскости надвигов параллельны здесь оси складки и падают на северо-запад под углом около 50°. Между Центральной и Северной антиклиналями намечается еще одна антиклинальная складка, протягивающаяся от р. Тундровой к мысу Боковикова. Синклинальные складки в западной и северо-западной части о-ва Большой Шантар обнаруживают погружение шарниров к юго-западу. В складчатой структуре девона Шантарских островов имеются нередко и местные усложнения. Так, в толще песчаников или толще переслаивания песчаников и алевролитов якшинской свиты в нескольких случаях наблюдались наклонные, лежачие или опрокинутые складки. В породах шантарской серии широко распространены будинированные породы.

Трещины разрыва, например, в описанных выше чешуях в районе мыса Северного имеют ширину 30—40 *см*. Они заполнены перетертым рыхлым, щебнистым материалом с размерами обломков от 3 до 15 *мм*. Эти трещины хорошо видны издали, благодаря яркой охристой окраске. Такого же типа чешуи с трещинами, заполненными пиритизированным тонкощебенчатым материалом, наблюдались на восточном берегу губы Якшина. К северо-западу от мыса Олай на протяжении 150 *м* прослеживается полоса плотных тектонических брекчий, состоящих из однородных угловатых обломков песчаников, сцементированных серым глинистым материалом. Эти брекчии падают на северо-запад под углом 35—40°.

БУРЕИНСКИЙ МАССИВ

Важное место в складчато-глыбовой структуре Хабаровского края и Амурской области занимает Буреинский (Туранский, Амурский) массив. В пределах СССР он прослеживается в меридиональном направлении на 600 *км* и в широтном, учитывая возможное его про-

http://jurassic.ru/

должение на северо-запад (Мамынский и Гонжинский выступы), на 600—650 *км*. По слагающим его породам существенно гранитного состава этот массив можно назвать «кристаллическим». Вулканогенные и осадочные толщи занимают не более 15—20% его площади. По типу развития в мезозое, вероятно, и в среднем палеозое Буреинский массив близок к «срединным». В современной структуре он выступает на востоке как пограничная глыба между Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатыми областями. Угловатые очертания Буреинского массива свидетельствуют о дизъюнктивной природе его ограничений. На западе значительная часть массива скрыта под рыхлыми существенно кайнозойскими и верхнемеловыми отложениями Зейско-Буреинской межгорной впадины. С востока массив срезается крупными региональными разломами — Тастахским и Куканским. С севера массив ограничен Умлекано-Огоджинской зоной меловых эффузивов. Южное окончание Буреинского массива прослеживается на территории КНР. В 1957 г. Л. И. Красный и А. М. Смирнов показали на геолого-структурной схеме, что ядро Хэгано-Буреинского массива является наиболее выдвинутой на север частью Китайской платформы, раздробленной еще в докембрии. Эти авторы поставили вопрос о возможной сближенности между собой древних глыб — Буреинской, Хэганской и Уссури-Ханкайской. На схеме 1961 г. Ю. А. Ходака и Сунь Шу от Китайско-корейского щита на северо-восток выдвигается Буреинско-Гиринский выступ, в пределах которого выделяются досинийские (протерозойские) массивы, разделенные зонами верхнепалеозойских, а местами среднепалеозойских складчатых структур. Наиболее крупными массивами, по Ю. А. Ходаку и Сунь Шу, является Буреинский, Вандаашаньский и Уссури-Ханкайский, объединенные Е Лянь-цзюнем и Ю. А. Ходаком в Хэганский массив. Имеются и другие взгляды на главные особенности геологического строения Буреинского массива. Так, на тектонической карте под редакцией Н. С. Шатского массив отнесен к области герцинской складчатости. Эта же точка зрения обосновывалась и в работе В. В. Онихимовского (1960), который считает, что Буреинский массив возник на месте палеозойской складчатой области, с мощным проявлением герцинской интрузивной деятельности.

М. И. Иициксон и С. А. Музылев главное значение в становлении Буреинского массива придают раннепалеозойским (байкальским) движениям. В краткой сводке по тектонике Хабаровского края и Амурской области Л. И. Красный (1960) в пределах Буреинского массива различает: протерозойский (существенно нижнепротерозойский) фундамент, интенсивно дислоцированные и прорванные раннепалеозойскими гранитными интрузиями синийско-кембрийские отложения парагеосинклинального типа и пологоскладчатые девонские осадочные и вулканогенные образования окраинных прогибов.

Изученность Буреинского массива, особенно его западной, сильно заболоченной части, далеко не достаточна. Современные представления о его геологическом строении основываются на исследованиях З. В. Сидоренко, Н. П. Хераскова, Ю. П. Рассказова, В. И. Сухова, С. М. Брагинского, Р. М. Тонояна, В. Г. Сенкевича, В. Н. Мусина, В. К. Путинцева, а также сводных работах В. В. Онихимовского, М. Г. Золотова, С. А. Музылева, М. И. Иициксона, Л. И. Красного, Г. В. Иициксон, Б. И. Лови, А. П. Глушкова, В. В. Бобылева и группы геологов ВСЕГЕИ, работавших под руководством А. Г. Шендеровой, (Ю. А. Альбов, Л. М. Алексеев, Г. В. Дитмар, Р. А. Жуков, В. И. Степанов, В. П. Шейнин).

Фундамент массива был, по-видимому, сложен гнейсами и кристаллическими сланцами, принадлежащими к нижнему протерозою или

http://jurassic.ru/

к архею. В настоящее время к останцам этих древних образований могут быть отнесены зажатые между тектоническими разрывами довольно крупные блоки и клинья, а также остатки кровли в более молодых гранитах. Гнейсы и кристаллические сланцы смяты в сложно построенные складки. Данные о структуре этих образований немногочисленны. Так, например, указывается, что по р. Ниману пласты кварцитов и гнейсов смяты в складки северо-западного (СЗ 320—340°) простирания. Такое же направление имеют складчатые дислокации в бассейнах рек Тырмы, Ягдыньи и Сутаря. В эпохи интенсивных тектонических движений — поздний палеозой и ранний и поздний мезозой — отдельные, особенно северные и восточные, части Буреинского массива подверглись раскалыванию.

В современной структуре Буреинского массива различаются блоки с выходами на поверхность складчатых синийско-кембрийских осадочно-вулканогенных толщ. По данным Ю. П. Рассказова, М. Г. Золотова, А. Г. Шендеровой и других, в Мельгинско-Ниманском блоке, ограниченном тектоническими разрывами, установлены нижнекембрийские и среднедевонские терригенно-карбонатные и вулканогенные образования. Синийско-кембрийские отложения известны также в юго-восточной части Буреинского массива, где они прослеживаются от советско-китайской границы к северу и север-северо-востоку на территорию Малого Хингана.

Развитие зон разломов, дробления и смятия север-северо-восточного и отчасти северо-западного направлений предопределило, по-видимому, и распределение гранитных интрузий различного возраста. Массивы анатектоидных катаклазированных гранитов, тяготеющих к полям развития протерозойских метаморфических образований, в ряде случаев вытянуты в северо-восточном направлении. В них хорошо выражены трещины северо-западного (СЗ 315°), меридионального и северо-восточного простираний. С последними часто совпадают зоны милонитизации, зеркала скольжения и брекчии трения. Более значительную часть Буреинского массива занимают раннепалеозойские и позднепалеозойские, возможно раннетриасовые, интрузии. Важнейшие направления трещиноватости в этих интрузиях: северо-восточное, северо-западное и меридиональное. Более слабо выражены трещины, близкие к широтным.

Среди массивных кристаллических пород центральной части рассматриваемой территории различаются раннепалеозойские граниты Суларинского комплекса и позднепалеозойские Тырмо-Буреинского.

На юго-восточной окраине массива, рядами в северо-западном направлении вытянуты близповерхностные юрские (?) интрузии гранитоидов. Выделяются также мезозойские малые интрузии щелочных пород и пород от среднего до основного состава.

В послепротерозойской истории геологического развития Буреинского массива различаются следующие этапы.

В синии — раннем кембрии в прогибах, охватывавших значительную часть современного Буреинского массива, представлены отложения существенно карбонатной формации и местами железистыми и марганцовистыми кварцитами. Они образовались в условиях, близких к геосинклинальным.

С посленижнекембрийскими движениями связана сложная линейная складчатость синийско-кембрийских толщ (рис. 115) и внедрение крупных масс гранитов. Часть этих гранитоидов, изученная в пределах Малого Хингана М. Г. Золотовым, Л. В. Эйришем, Б. И. Лови и другими, занимает по отношению к синийско-кембрийским отложениям

http://jurassic.ru/

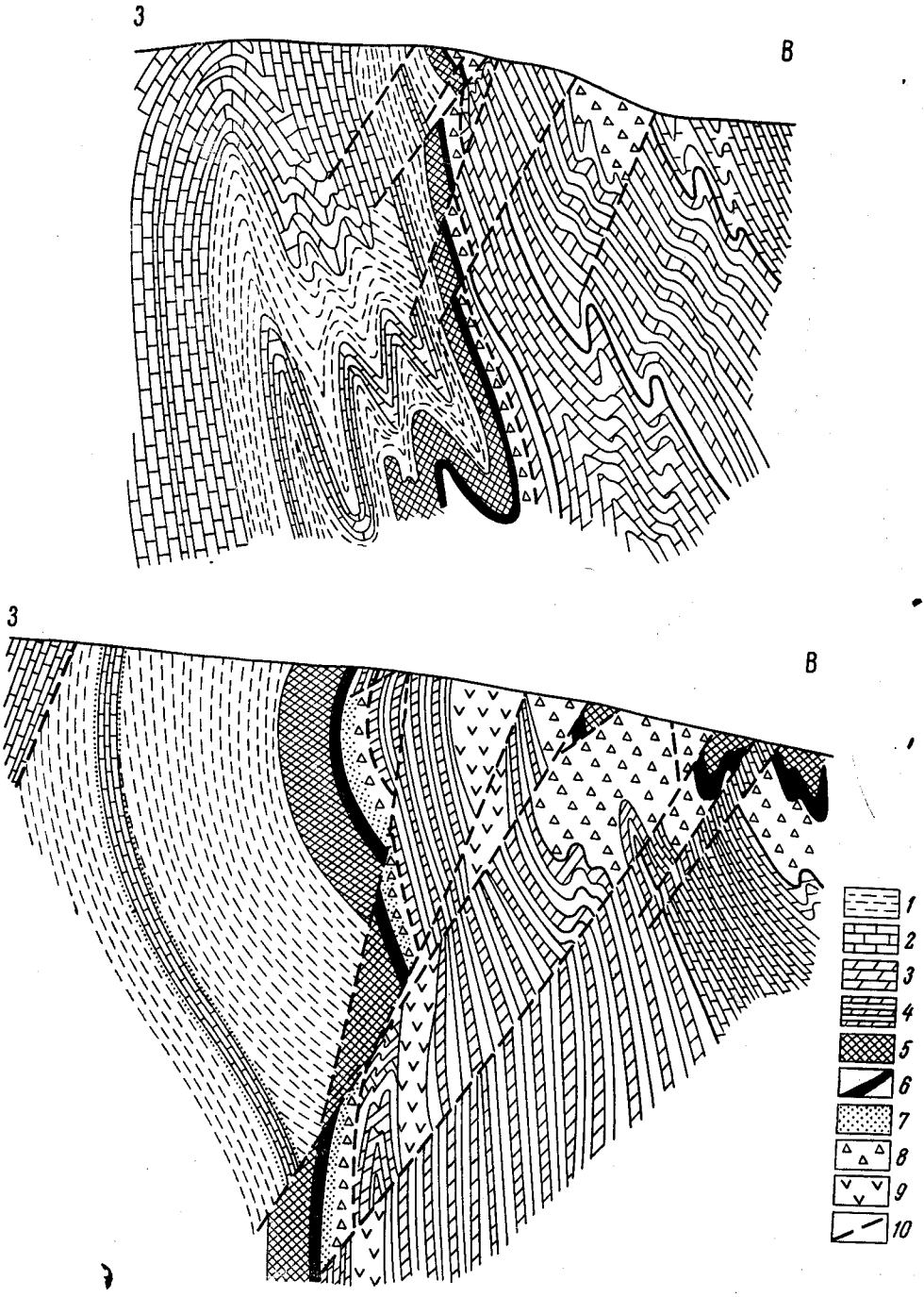


Рис. 115. Характер складчатости рудоносной свиты на Поперечном участке Южно-Хинганского марганцевого месторождения. Разрезы по разведочным линиям

1 — глинистые и углисто-глинистые сланцы; *2* — известняк; *3* — массивный доломит; *4* — слоистый доломит; *5* — железистые микрокварциты; *6* — марганцево-рудный пласт; *7* — доломитовый песчаник; *8* — седиментационная глинисто-доломитовая брекчия и кремнисто-глинистые сланцы; *9* — диабазы; *10* — линии разрывных нарушений

https://jurassic.ru/

резко дискордантное положение. Более крупные поля в бассейнах Буреи и Тырмы и, возможно, в еще слабо изученной западной половине Буреинского массива сложены разновидностями существенно калиевых гранитоидов, изобилующих пегматитами, мигматитами и останцами древних гнейсоидов и кристаллических сланцев. Эти гранитоиды анатектитового типа не имеют твердо обоснованного геологического возраста. Часть из них несомненно досреднедевонская.

Большинство исследователей, основываясь на интрузивных контактах гранитов с отложениями кембрия и девона, связывают возникновение главной массы Тырмо-Буреинских, а некоторые и Биробиджанских гранитоидов со средне- и позднепалеозойскими движениями. Более ясен позднепалеозойский — раннемезозойский возраст крупных массивов лейкократовых биотитовых гранитов, отчетливо вытянутых в северо-восточном направлении (бассейн Хары, низовья Тырмы).

В раннем девоне, вдоль восточной окраины Буреинского массива существовал Урмийский окраинный прогиб, прослеженный в настоящее время от советско-китайской границы до верховьев рек Урми и Горина. В составе осадков, выполняющих этот прогиб, известны песчаники, нередко аркозовые, с прослоями алевролитов. Общая мощность девонских отложений составляет здесь 1500—2000 *м*. Незначительные по площади участки, сложенные среднедевонскими отложениями, сохранились в пределах Мельгинского блока, в бассейне р. Нимана и в Акишма-Ниманском междуречье.

По данным М. Г. Золотова, А. А. Кириллова, В. Н. Мусина, Л. М. Алексеева и других исследователей, девонские отложения северо-восточной части Буреинского массива имеют мощность, колеблющуюся в пределах от 150—200 до 1100—1200 *м*. В Акишма-Ниманском междуречье в разрезе преобладают мелкозернистые аркозовые песчаники и глинистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников с единичными пачками (40 до 50 *м*) известняков и конгломератов. Южнее в Чергилен-Талибджанском междуречье в девонских отложениях наблюдается заметная примесь терригенного материала. Л. М. Алексеев считает, что верхняя часть среднедевонского разреза здесь представлена наземной вулканической толщей; мощность ее около 500 *м*. Преобладают кислые эффузивы (кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, кварцевые порфириты) и туфы; менее развиты андезитовые порфириты.

В позднем палеозое и раннем триасе к востоку от Урмийского окраинного прогиба (хр. Чурки) возникли новые районы нисходящих движений. В поздней перми и раннем — среднем триасе здесь накопились различные туфогенные породы, конгломераты и гравелиты общей мощностью 2500—3500 *м*. В расположенных по соседству поднятиях в это же время происходило образование наземных эффузивов.

Формирование мезозойских структур в пределах окраинных частей Буреинского массива представляет собой особую стадию его геологической истории. Нисходящие движения позднетриасового (?) — раннемелового времени охватили крупные площади на востоке массива (Буреинский и Тырминский прогибы). Менее значительные опускания имели место на севере (бассейн р. Огоджи) и юго-западе массива (восточная часть Амуро-Зейского прогиба). Среди мезозойских образований, входящих в состав деформированного чехла массива, находятся предполагаемые триасовые (скорее нижне-среднетриасовые) кислые эффузивы (фельзиты, кварцевые порфиры, реже порфириты и их туфы и лавобрекчии) мощностью, по данным Л. Г. Васильева, 350—430 *м*.

Эффузивы залегают на эродированной поверхности позднепалеозойских лейкократовых гранитов, обломки их присутствуют в зернах

http://jurassic.ru/

песчано-конгломератовых отложений умальтинской свиты (нижняя юра). Верхнеюрская — нижнемеловая талынджанская свита непосредственно перекрывает толщу вулканитов в бассейне р. Таканды. Триасовые (?) эффузивы смяты в пологие складки с углами падения крыльев 15—35°. Ю. А. Альбов предполагает, что складчатые деформации триасовых (?) отложений относятся к доюрскому периоду и предшествовали заложению главных мезозойских структур собственно Буреинского прогиба.

После складчато-глыбовых движений конца раннего мела значительные площади Буреинского массива были опущены и по разломам стали изливаться порфиритовые лавы, а в озерных бассейнах происходило накопление рыхлых континентальных отложений верхов мела (цагаянская свита) и кайнозоя. Молодые блоковые подвижки привели к излиянию на некоторых участках Буреинского массива базальтовых лав.

Следует отметить некоторые особенности тектоники наиболее важной в горнопромышленном отношении и относительно хорошо изученной юго-восточной части — Хингано-Яуринского выступа Буреинского массива (рис. 116). Выступ расположен между реками Архарой и Гонгором и Куканским разломом. С. А. Музылев и Г. В. Ициксон (1961) выделили его под названием Переходной зоны.

В Хингано-Яуринском выступе (Красный, 1960), сложенном кристаллическими сланцами протерозоя и палеозойскими массивами гранитоидов, сохранились синийско-кембрийские толщи, смятые в крупные узкие линейные складки меридионального направления. В наложенных грабенообразных структурах здесь встречены грубообломочные и нередко угленосные осадки верхнего триаса, юры и нижнего мела. Возможно они относятся к южной, нераздробленной окраине Буреинского прогиба. В меловую эпоху дифференцированные тектонические движения привели к возникновению в узких зонах, приуроченных к разломам преимущественно северо-восточного направления, прогибов (Хингано-Олонойский и др.), заполненных эффузивными толщами мощностью свыше 1000 *м* и блоковых поднятий по рекам Гуджалу, Сынчуге и другим, сложенных протерозойскими и более молодыми образованиями. Среди эффузивов местами развиты мелкие близповерхностные интрузии оловоносных гранитоидов.

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Область, располагающаяся к востоку от Малого Хингана, Буреинского хребта и горного узла в вершинах рек Ассыни, Нимелена и Керби, весьма сложно построена. Завершение складчатых движений в ней произошло в позднем мелу. Формирование структур в западных районах этой территории закончилось несколько раньше, чем в восточной. На западе резче проявилась ранне-среднетриасовая вулканическая деятельность, а также среднеюрские и послераннемеловые поднятия.

Позднемезозойская и кайнозойская интрузивная деятельность и вулканизм в Сихотэ-Алинской области проявились контрастнее и в бóльших масштабах, чем в Монголо-Охотской области. Все это дает право выделить ее в самостоятельную складчатую область, являющуюся, по мнению С. А. Музылева, частью крупного Восточно-Азиатского подвижного пояса. До недавнего времени предполагалось, что Сихотэ-Алинская область возникла в позднем палеозое на дислоцированном фундаменте, сложенном главным образом допалеозойскими образованиями. За выходы древних пород принимались узкие сложные зоны дислокационного и контактового метаморфизма по рекам

http://jurassic.ru/

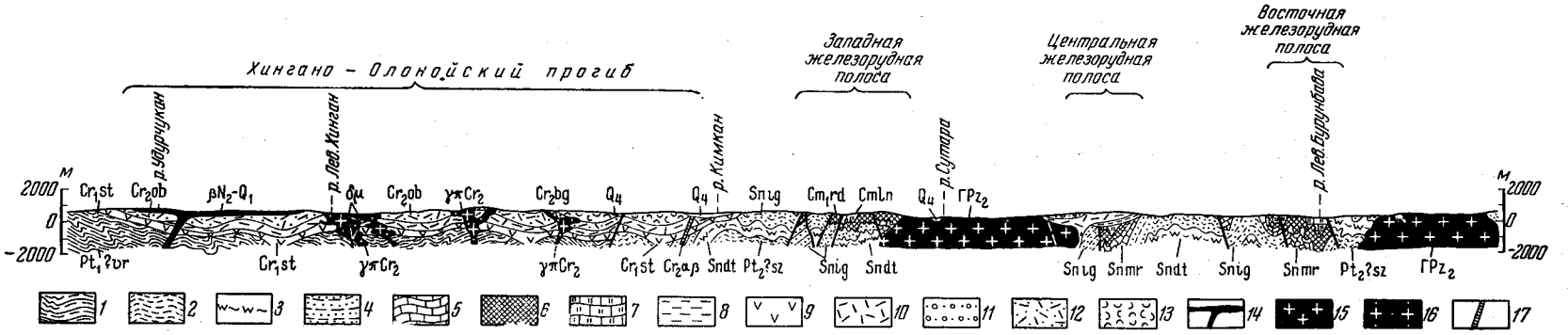


Рис. 116. Геологический разрез через Хингано-Яуринский выступ (по М. Г. Золотову, 1956)

1 — *урильская свита* — слюдистые сланцы ($Pt_1?ur$); *2* — *союзненская свита* — графитистые слюдяные сланцы и мраморы ($Pt_2?sz$); *3* — *дитурская свита* — черные углисто-графитистые пиритоносные филлиты и слюдистые мраморизованные известняки ($Sndt$); *4* — *игинчинская свита* — филлитовидные глинистые и алевролитовые сланцы и песчаники ($Snig$); *5* — *мурандавская свита* — доломиты, доломитовые мраморы и филлиты ($Snmr$); *6* — *рудоносная свита* — кварц-серицитовые, кремнистые, углисто- и глинисто-кремнистые сланцы, железистые кварциты (Cm_1rd); *7* — *лондоковская свита* кристаллических известняков (Cm_1ln); *8* — *ургальская свита* — песчаники, алевролиты, конгломераты и каменные угли (hCr_1ur); *9* — станолирская свита — порфириты, андезиты и туфы (Cr_1st); *10* — *солоначная свита* — кварцевые порфиры, фельзиты и туфы (Cr_1sl); *11* — *кундурская свита* — туфогенные песчаники, конгломераты и туффиты (Cr_2kn); *12* — *обманийская свита* — кварцевые порфиры, лавобрекчии, туфопесчаники, туфоконгломераты (Cr_2ob); *13* — *богучанская свита* — липариты, лавобрекчии и туфы (Cr_2bg); *14* — базальты (βN_2—Q_1); *15* — гнейсо-граниты с турмалином (ΓPz); *16* — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры ($\gamma\pi Cr_2$); *17* — дайки диорит-порфиритов ($Cr_2\delta\mu$) и андезито-базальтов ($Cr_2\alpha\beta$)

http://jurassic.ru/

Хору, Анюю и в ее низовьях р. Урми. В 1958 г. в верховьях р. Кукан и в междуречье Нилана и Керби были обнаружены в ядрах антиклинориев девонские отложения геосинклинального типа. На южном продолжении Ванданского антиклинория почти параллельно р. Сунгари проходит (Хэцзянская средне-верхнепалеозойская складчатая зона, А. М. Смирнов, М. Г. Органов и др.). Установлены девонские отложения в верховьях р. Горина и в хребтах Куканском и Поликанском (В. В. Бобылев). Девонские отложения были найдены Н. М. Органовой вблизи пос. Гродеково. Таким образом, Сихотэ-Алинская складчатая область в своем нижнем структурном этаже начинает вырисовываться как средне-верхнепалеозойская. Однако широкое развитие мощных каменноугольных, пермских, триасовых, юрских и меловых отложений указывает на то, что крупная эпоха геосинклинальной седиментации приходится на поздний палеозой и мезозой.

Большинство исследователей рассматривают Сихотэ-Алинскую складчатую область в следующих границах: на юге широтный структурный шов, ограничивающий с севера существенно позднепалеозойскую складчатую область Южного Приморья; на севере естественной границей являются заливы юго-западной части Охотского моря (восточная часть Тугурского залива, Ульбанский и Сахалинский заливы). Восточная — совпадает с западным ограничением Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Западная граница проходит вдоль Тастахского разлома, расположенного к востоку от Буреинского прогиба и Куканской зоной разломов. Последняя, сравнительно хорошо изученная в последние годы, представляет собой сложную зону разрывных дислокаций, идущую от Амура к г. Биробиджану. Далее она хорошо прослеживается по р. Кукану, где на участке длиной около 40 *км* наблюдаются многочисленные полосы дробления, брекчирования и милонитизации шириной от 50 до 200 *м*.

Тектонические разрывы, приуроченные к Куканскому разлому, как указывает А. И. Савченко, представлены серией сбросов, обычно северо-восточного простирания. Вертикальные смещения крыльев по сбросам достигают 1500—2000 *м*, а местами, возможно, и больше.

На юго-западном продолжении Куканской зоны разломов гравиметрическими наблюдениями четко фиксируется система узких грабенов, и горстов, сформировавшаяся в неогене (?). Так, например, Уйгунский грабен имеет длину около 100 *км* при ширине 35—15 *км*.

К зоне Куканского разлома приурочены редкометальные минерализованные зоны, полосы повышенной магнитности, хорошо различающиеся на аэромагнитных картах, а также многочисленные тела изверженных пород разного возраста и состава. Здесь располагаются вытянутые в северо-восточном направлении интрузии протерозойских ортогнейсов и метапироксенитов, нижне- и верхнепалеозойских гранитов и плагиогранитов и меловых (абсолютный возраст 94 млн. лет) гранитоидов. Трещинная интрузия последних (Чалбухинский массив) вытянута вдоль разлома на 45 *км* при ширине 3 *км*.

Куканская, зона разлома относится к категории структурных швов, имеющих важнейшее значение в геологической истории региона. Она служит границей между двумя крупными тектоническими единицами, имеющими различный структурный план, вдоль нее развивались в девоне, в перми и раннем триасе окраинные прогибы.

Ниже рассматривается Сихотэ-Алинская складчатая область, начиная с ее западных окраин. Своеобразие последних заключается в наличии здесь как элементов геологической структуры, характерной для относительно древней Монголо-Охотской складчатой области, так и более молодой Сихотэ-Алинской.

http://jurassic.ru/

В пределах обрамления Буреинского прогиба, к востоку от Чегдоминского поднятия, прослеживаются, согласно данным Р. М. Тонояна и Э. П. Хохлова, метаморфизованные синийские (?) толщи, аналогичные известным на северо-западе в Джагдинском поднятии. Довольно далеко на восток до хр. Паукан протягиваются девонские и нижнекаменноугольные толщи, характерные для Охотской ветви Монголо-Охотской складчатой области.

Относительно широкой полосой, вдоль восточной окраины Буреинского массива, распространены нижне- и среднедевонские отложения, несколько напоминающие по составу и условиям залегания соответствующие отложения Верхнего Приамурья и Амуро-Зейского районов. Здесь и сейчас сохраняются признаки, по которым была выделена Хингано-Буреинская ветвь Монголо-Охотской складчатой области (Н. А. Беляевский и др., Красный, 1958). Идея о том, что между древними сооружениями — фрагментами Сино-Корейской платформы — Хингано-Буреинским и Уссури-Ханкайским массивами, с одной стороны, и мезозойскими складчатыми структурами Сихотэ-Алинской области, с другой — расположена область позднепалеозойских складчатых сооружений за последнее время подтверждена материалами С. А. Салуна, В. В. Бобылева и др. К западу и юго-западу от р. Кедра в бассейне р. Урми и возвышенностей — называемых Добринским, Куканским, Охтинским и Поликанским хребтами — В. В. Бобылев и еще раньше А. З. Лазарев, А. Ф. Атаманчук, Ю. А. Альбов, Л. В. Эйриш, А. А. Головнева, Э. Л. Школьник и другие установили широкое распространение девонских, каменноугольных и нижнепермских отложений. Девон (мощность около 1500 *м*), установленный в западной части зоны, представлен обломочными существенно песчаными отложениями и залегает с размывом на раннепалеозойских (байкальских) складчатых структурах Буреинского массива.

Восточнее, в Охтинском и Поликанском хребтах они последовательно сменяются каменноугольными и нижнепермскими геосинклинальными образованиями (вулканогенно-кремнистые и терригенные с линзами рифогенных известняков) мощностью около 5000 *м* и близкими им по составу верхнепермскими образованиями мощностью свыше 3300 *м* (Ванданский хребет).

Таким образом, к востоку от Куканского разлома в современном структурном плане выделяется крупный Ванданский антиклинорий, являющийся составной частью Сихотэ-Алинской складчатой области.

Подобного же типа антиклинорий, связанный с широтными структурами Монголо-Охотской складчатой области, был описан под названием Ниланского (Красный, 1960).

Сохраняя для палеозойского выступа юго-западной части этой области название «Ванданский антиклинорий», следует подчеркнуть в соответствии с предложением С. А. Салуна и В. В. Бобылева отличие двух слагающих его зон. В западной зоне известны позднепалеозойские интрузии гранитоидов, полого дислоцированные мезозойские грубообломочные и угленосные образования, напоминающие молассы, и предполагается наличие нижне- или среднетриасовых наземных эффузивов. В восточной зоне, охватывающей Охчинский и Поликанский хребты, структурный план палеозойских и мезозойских толщ более или менее одинаков, причем как те, так и другие смяты, как правило, в крутые складки.

В целом Ванданский (Ульдура-Курский, Кукано-Курский, Баджальский) антиклинорий, вытянутый в северо-восточном направлении на 450 *км*, представляет собой сложную систему линейных складок и разрывов надвигового характера. Вдоль некоторых систем разрывов,

http://jurassic.ru/

например в междуречье верховьев Кура и Горина, проявлены небольшие зоны смятия с выходом в узких клиньях сильно рассланцованных серицито-глинистых, хлорито-серицитовых и антинолитовых пород (зеленые сланцы). Для этой же зоны характерны будинаж-структуры. Общее погружение антиклинория происходит на северо-восток. В верховьях рек Ярапа и Горина шарнир антиклинория испытывает поднятие и на поверхность выходят девонские и каменноугольные отложения. Крылья складок имеют углы наклона 50—60°. Иногда наблюдается опрокинутое залегание слоев.

Еще мало изученной является крупная антиклинорного типа структура (Ниланский антиклинорий), вытянутая в близиротном направлении от слияния рек Правой Буреи и Левой Буреи к горе Паукан. Ее западные окраинные части вытянуты в субмеридиональном и северо-западном направлениях, в какой-то мере подчеркивают огибание северо-восточного выступа, погруженного под палеозоем, триасом и юрой Буреинского массива. По данным М. Т. Турбина и В. Г. Сенкевича, для района Лево-Буреинского-Амгунского междуречья предполагаются сильно дислоцированные средне- и верхнепалеозойские отложения, разбитые сбросами на многочисленные блоки, относительно приподнятые в западной части этого района и опущенные — в восточной. Резко выраженные зоны смятия, прослеживаемые на многие десятки километров, весьма характерны для северо-западной и северной части антиклинория. В ядре известны нижнепротерозойские (?) кристаллические образования (Ольгинский выступ), а на крыльях синийские (?), среднедевонские и верхнепалеозойские терригенные и вулканогенно-осадочные толщи. Среди этих толщ широко развиты породы спилито-яшмовой формации. Узкие тесно сжатые линейные складки, нарушенные зонами дробления, рассланцевания и милонитизации, вытянуты в широтном направлении от Нилано-Кербинского междуречья к южной части оз. Чукчагирского (гора Паукан).

Центральное положение в Сихотэ-Алинской складчатой области занимает антиклинорий, начинающийся на Южном Приморье и вытянутый на 900 *км* вдоль западных отрогов приводораздельной части Сихотэ-Алиня. В пределах рассматриваемой территории он пересекается реками Иманом, Бикином и Хором. С запада и востока этот антиклинорий, выделяемый под различными названиями (Центрально-Сихотэ-Алинский, Главный Сихотэ-Алинский, Сихотэ-Алинский), ограничен глубинными разломами (структурными швами). По данным Н. А. Беляевского и Ю. Я. Громова (1955) и других исследователей, эти разломы представляют собой мощные зоны, состоящие из серии сближенных крутых надвигов. В их пределах наблюдаются полосы катаклазированных и милонитизированных пород и узкие зоны смятия.

Зоны разломов во время возобновлявшихся тектонических подвижек служили местами сосредоточения магматических образований разнообразных по петрографическому составу и условиям образования. Для Центрального структурного шва характерны вытянутые вдоль него интрузии основных и кислых пород и многочисленные дайки. К западному шву приурочены обширные поля верхнемеловых и более молодых эффузивов. Возникновение рассматриваемых зон разломов фиксируется с позднего палеозоя.

В ядре Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория выходят осадочные и вулканогенные образования каменноугольного и пермского возрастов, представленные глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, а также пластами и линзами диабазов и спилитов и линзами кремнистых пород и известняков. Складчатая структура антиклинория изучена слабо. Преимущественным развитием пользуются сильно сжа-

http://jurassic.ru/

тые линейные складки с углами падения крыльев 70—90°. По данным П. Н. Кропоткина (1953), намечается веерообразная структура антиклинория — вблизи западной границы опрокидывание складок в северо-западном направлении, вблизи восточной — в юго-восточном.

Следует упомянуть, что на геологических картах, изданных до 1958 г., в бассейнах рек Хора и Анюя указывалось наличие древних докембрийских пород (архей). На более поздних картах эти участки сильно метаморфизованных гнейсовидных пород стали относить к «полосам смятия», состоящим из милонитов, ультрамилонитов, гнейсоидов и порфироидов, преобразованных из верхнепалеозойских пород под воздействием процессов регионального и контактового метаморфизма. Принимая во внимание наблюдавшийся Г. И. Степановым и Д. А. Кириковым постепенный переход от нормально диагенезированных пород к метаморфизованным, вторая точка зрения представляется более правильной. Не исключено, что в северной части Японского моря погружен еще один антиклинорий, связанный на юге с Ольга-Тетюхинским антиклинальным поднятием.

Синклинории, или близкие к ним по типу структуры, Сихотэ-Алинской складчатой области, за некоторым исключением не имеют общепринятых названий, и структурное положение большинства из них дискуссионно. Так, например, можно рассматривать все синклинорные структуры, расположенные к западу от Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория в качестве весьма крупного мегасинклинория (по С. А. Салуну — Амуро-Уссурийский синклинорий).

Расположение описанных выше антиклинориев и особенности разрезов мезозойских отложений в синклинориях Сихотэ-Алинской складчатой области дают возможность выделить их в виде самостоятельных структурных единиц.

К северу от восточного продолжения Южно-Тукурингрского разлома, ограничивающего Ниланский антиклинорий, намечается крупная синклинальная структура, для которой еще в 1937 г. М. М. Тетяевым было предложено название «Амгунский синклинорий». Границы и значение этого синклинория далеко неясны. Возможно, северная часть его от бассейна р. Нимелен до Ульбанского залива должна быть выделена в самостоятельную геотектоническую единицу, относящуюся к прогибам Монголо-Охотской складчатой области.

В западной части этой территории развиты ритмично построенные флишоидные песчано-сланцевые толщи, почти не содержащие органических остатков. Здесь предполагается развитие морских отложений верхнего триаса, юры и нижнего мела (валанжин). Мощность последнего, по данным Л. С. Буффа, превышает 3000 *м*. Указанные выше флишоидные толщи собраны в систему крутых, сильно сжатых складок северо-восточного направления. В лучше изученной южной и северо-восточной части синклинория наблюдаются вытянутые в северо-восточном направлении линейные складки, чаще прямые, симметричные, реже наклонные с углами падения крыльев 40—60°, иногда 70—90°. В бассейне р. Джапи обычная длина складок 20—30 *км*, ширина 3—5 *км*. На восточной окраине синклинория к северу от оз. Чля на границе с кайнозойскими эффузивными толщами Усть-Амурского вулканического района, в северо-восточном направлении на протяжении нескольких десятков километров известна узкая зона сильно измененных, плойчатых и рассланцованных метаэффузивов (метапорфириты, амфибол-эпидотовые породы, зеленые сланцы), принимаемых некоторыми исследователями (Л. А. Кесслер, Г. С. Ведерников) за нижнепалеозойские образования. Не исключен и их более молодой — девонский или даже позднемезозойский возраст. Вероятно, это один из многочисленных

http://jurassic.ru/

примеров зоны развития процессов дислокационного метаморфизма. Такого же типа локальные зоны смятия наблюдались А. А. Кирилловым и Я. И. Файном в бассейне р. Омала и в низовьях Амгуни.

По положению на окраине среднепалеозойских складчатых структур Монголо-Охотской складчатой области рассматриваемый синклинорий можно назвать Амгуньским окраинным синклинорием. На «прибортовых» частях этого, еще мало изученного синклинория, намечается развитие верхнепалеозойских отложений. Как показали исследования С. И. Горохова, в юго-западной части Тугурского залива в терригенных толщах, перекрывающих девонские (или девонско-нижнекаменноугольные) отложения, найдены отпечатки каламитов.

Районы широкого распространения мезозойских отложений, развитые на погружении Ванданского антиклинория и ограниченные с северо-запада Ниланским антиклинорием, а на юго-востоке Западно-Сихотэ-Алинским разломом, входят в состав Горинского синклинория.

Восточной границей этого синклинория на значительном протяжении служит крупный Амурский разлом. К северо-восточному отрезку этого разлома приурочено узкое, возможно горстообразное поднятие, хорошо выраженное в рельефе цепью островных возвышенностей (гора Няул и др.). К этому поднятию, вытянутому на 150 *км*, приурочены выходы нижнелейасовых отложений киселевской свиты. С. А. Салун рассматривает его как горст-антиклиналь. Подобного же типа горст-антиклинали или их останцы известны в Хабаровском (хр. Хехцир. Воронежские высоты) и в Харпи-Сельгонском районах.

В Дуки-Амгунском районе и в бассейне р. Харпи, там, где мезозойские отложения, судя по геологическим картам, проникают «языками» в пределы палеозойских структур, возможно, существовали в юрское время небольшие самостоятельные прогибы или грабенообразные погружения. В этих негативных структурах, по-видимому, накапливались относительно мощные конгломератовые толщи (будюрская свита), распространенные, по данным М. Т. Турбина и Н. Г. Осипова, в вышеупомянутых районах. Данные гравиметрии также указывают на значительный участок проседания в бассейне р. Харпи. Предполагается, что палеозойские выступы Ванданского и Ниланского антиклинориев в начале юры уже представляли воздымающиеся структуры, вблизи которых происходило компенсирующее погружение.

В малоисследованных северо-западной и северной частях Горинского синклинория возможно существенное развитие верхнетриасовых и юрских отложений, а к северо-западу от оз. Эворон — верхнепалеозойских. В широкой полосе, вытянутой в северо-восточном направлении от г. Комсомольска-на-Амуре к бассейнам рек Лимури и Бичи, развиты мощные (до 8000 *м*) верхнеюрские и валанжинские отложения преимущественно флишоидной формации. В бассейне рек Лимури и Пильда складки обычно симметричны с углами падения крыльев 60—85°. Реже встречаются асимметричные и даже изоклинальные складки с наклоном осевых поверхностей к юго-востоку.

В хорошо изученных разрезах по правому берегу Амура (против г. Комсомольска) верхнеюрские и валанжинские отложения собраны в узкие, линейно вытянутые складки изоклинального типа с наклоном осевых поверхностей к северо-западу. Углы падения крыльев изоклинальных складок крутые и составляют в среднем 65—80°. Восточнее, вдоль р. Амура юго-восточное крыло синклинория сложено мощными существенно баррем-альбскими и верхнемеловыми отложениями с заметным участием в отдельных частях разреза кремнисто-вулканогенных (спилиты, порфириты) и грубообломочных туфогенных пород. Верхнемеловой структурный этаж лишь немного отличается от верхнеюрско-

http://jurassic.ru/

нижнемелового своими более простыми формами складок. К югу от оз. Хумми для сеноман-туронской толщи характерны прямые симметричные складки. Вблизи тектонических разрывов иногда наблюдается опрокинутое залегание слоев.

В настоящее время еще нет достаточного материала, чтобы решить насколько самостоятельный структурный этаж образует верхнемеловые отложения. А. И. Савченко склонен сеноман-туронские морские и реже наземные терригенные и вулканогенные образования ларгасинской серии и близкие к ним по составу турон-сенонские отложения выделить в самостоятельную структурную зону — Приамурский синклинорий. Можно предполагать, что в послеваланжинское время существовали поднятия, так как готерива пока не обнаружено. В Центральном Сихотэ-Алине, по данным Э. П. Изоха и других, к этому времени приурочено внедрение интрузий. Однако излишне вводить понятие об еще одном синклинории, так как главные складчатые движения в центральной и восточной частях Сихотэ-Алинской складчатой области были приурочены к концу мела (послесенонское и додатское время).

Полоса складчатых позднемезозойских отложений, главным образом баррем-альбских, большой мощности протягивается на юг к низовью р. Бикина. Ранее здесь выделялся Нижнебикинский синклинорий, заполненный типичной геосинклинальной серией осадков. В его пределах предполагалось наличие верхнего триаса — нижней юры (кремнисто-спилитовые толщи), средней — верхней юры и нижнего, местами и верхнего мела (песчано-сланцевые флишоидные толщи). Складчатые структуры в низовьях р. Бикина и смежных районах отличаются большой шириной (нередко свыше 5 *км*) и значительной (50—80°) крутизной складок. Местами хорошо выражено складчато-блоковое строение. В некоторых наиболее приподнятых блоках наблюдаются участки регионально-метаморфизованных пород.

В центральной части синклинория прослеживается на расстоянии 200 *км* антиклиналь горы Синей, сложенная в ядре нижнеюрскими, а на крыльях среднеюрскими и более молодыми образованиями. К приосевой части этой структуры приурочены довольно крупные интрузии позднемеловых гранитоидов. К западу от Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория в зоне Западно-Сихотэ-Алинского разлома развита широкая полоса слабодислоцированных верхнемеловых и палеогеновых эффузивов. В южной части описываемой территории значительную площадь занимает Бикинская (Контровод-Алчанская) впадина, заполненная эоценово-неогеновыми угленосными отложениями.

В районе правобережья низовьев р. Уссури располагается северо-восточная часть крупного Наданьхода-Алинского синклинория (М. Г. Органов, Чжан Вень-Ю), известная на территории Хабаровского края под названием Нижнебикинского прогиба (Н. А. Беляевский, В. К. Елисеева), или Нижне-Уссурийской складчатой зоны (Ван Сю-чжан, И. Н. Говоров, Е. А. Радкевич, А. М. Смирнов).

К востоку от Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория располагается Восточно-Сихотэ-Алинский (Главный Сихотэ-Алинский, Сихотэ-Алинский, Восточный, Тетюхинский) синклинорий (рис. 117), занимающий водораздельную часть Сихотэ-Алиня и его восточные отроги. Его южная граница находится в районе устья р. Судзухэ. Северная граница определяется различно. На большинстве тектонических схем она проходит в районе пос. Софийска, оз. Кизи, где меловые отложения погружаются под палеогеновые и более молодые эффузивные. А. И. Савченко из состава Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория исключает Тумнинскую зону, рассматривая ее в составе Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория. Широкое развитие в пределах этой

http://jurassic.ru/

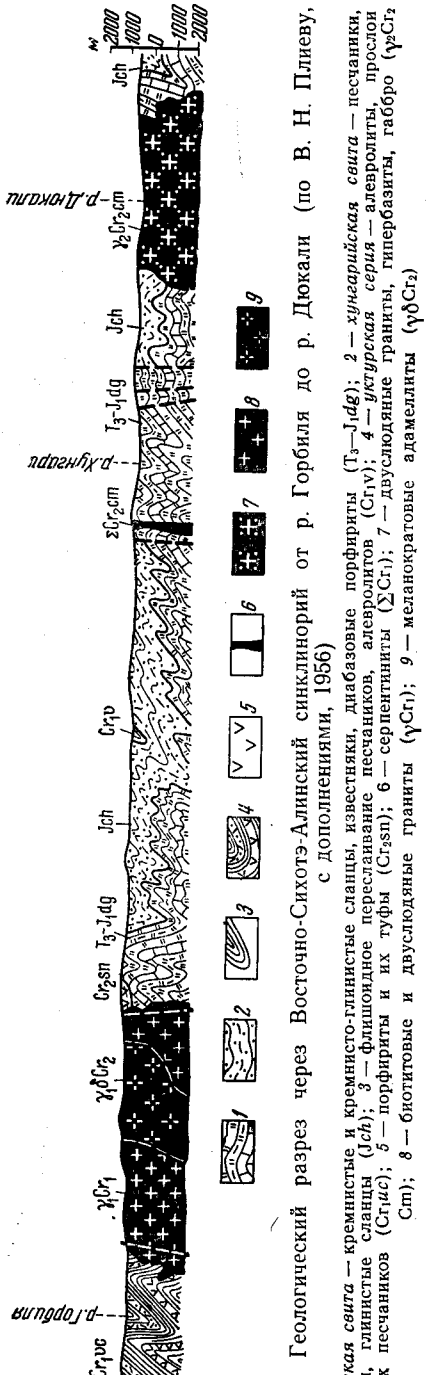


Рис. 117. Геологический разрез через Восточно-Сихотэ-Алинский синклинорий от р. Горбиля до р. Дюкали (по В. Н. Плиеву, с дополнениями, 1956)

1 — джаурская свита — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, известняки, диабазовые порфириты (T_3—J_1dg); *2 — хунгарийская свита* — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы (*Jch*); *3* — флишоидное переслаивание песчаников, алевролитов (Cr_1v); *4 — уктурская серия* — алевролиты, прослои туфогенных песчаников (Cr_1uc); *5* — порфириты и их туфы (Cr_2sn); *6* — серпентиниты (ΣCr_1); *7* — двуслюдяные граниты, гипербазиты, габбро (γ_2Cr_2 Cm); *8* — биотитовые и двуслюдяные граниты (γCr_1); *9* — меланократовые адамеллиты ($\gamma\delta Cr_2$)

зоны складчатых структур верхнего мела и более молодых вулканогенных образований указывает на необходимость оставить Тумнинскую зону в составе рассматриваемого синклинория. Восточной границей синклинория служит Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Восточно-Сихотэ-Алинский синклинорий характеризуется резким преобладанием мезозойских отложений, достигающих по подсчетам С. А. Салуна на широте р. Бикина 18 000 *м*, а на широте р. Хунгари 7000 *м*. В западной части синклинория, прилегающей к Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому намечается преобладание верхнетриасовой — юрской или, по мнению А. И. Савченко, юрской толщи, содержащей мощные пачки кремнистых и зеленокаменных пород, а в восточной — более молодых юрских и меловых флишоидных толщ (ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и глинистые сланцы). Более изученная западная часть синклинория представляет собой систему нормально развитой линейной складчатости с осями складок, расположенными под острым углом к «оси» синклинория. Это наводит на мысль, что мезозойские складчатые структуры восточной части Сихотэ-Алинской складчатой области продолжались в северную часть о-ва Сахалин, на это недавно обратил внимание, исходя из геофизических данных о сходстве гравитационного поля Северного Сихотэ-Алиня и Сахалина, Е. М. Рудич.

В северной части синклинория преобладают складки, ориентированные по азимуту северо-восток 35—40°. Протяженность складок измеряется десятками километров. Шарниры их в большинстве случаев погружаются на северо-восток. Складки обычно прямые, реже слабонаклонные. В качестве примера можно привести описание антиклинальной складки, протягивающейся от р. Мули в верховье р. Тумнина, по Ю. М. Вдовину. Длина этой складки превышает 70 *км*, ширина колеблется от 7 до 30 *км*. Углы падения на крыльях антиклиналей составляют 55—70°. Складчатые структуры мезозоя в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория осложнены надвигами и в меньшей мере поперечными сбросами

http://jurassic.ru/

и сдвигами. Последние, по-видимому, имеют весьма существенное значение.

Э. П. Изох, Ю. Я. Громов и другие особое внимание обратили на серию разломов, «оперяющих» с востока Центральный Сихотэ-Алинский разлом. На поверхности эта серия разломов прослеживается в виде «цепочек» интрузий раннемеловых, позднемеловых и палеогеновых гранитоидов.

Описанные выше антиклинории и синклинории Сихотэ-Алинской складчатой области составляют наиболее крупные черты структурного рисунка. Это ее складчатый или точнее складчато-глыбовый костяк, ибо, как видно из изложенного, ограничения главных структурных элементов идут по поверхности разломов.

Позднее происходило образование наложенных структур — вулканических поясов и их отдельных звеньев, а также впадин, выполненных континентальными эффузивно-осадочными толщами, и молодых палеоген-неогеновых и неоген-четвертичных депрессий.

Крупнейшей впадиной межгорного типа, в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области является Среднеамурская, известная ранее как угленосная и привлекшая за последние годы внимание нефтяников. Фундаментом ее служат интенсивно дислоцированные верхнепалеозойские и мезозойские образования, в восточной части более пологоскладчатые — верхнемеловые. Не исключено, что в южной части впадины относительно неглубоко залегают кристаллические породы, аналогичные известным в Буреинском и Уссури-Ханкайском массивах. Косвенным подтверждением служит совпадение с этой структурой области повышенной силы тяжести. В пределах Хабаровского края располагается только северная часть впадины. Погружения восточного борта Средне-Амурской впадины, находящиеся в полосе развития верхнемеловых отложений, возможно завершают развитие крупного позднемелового Амуро-Сунгарийского прогиба.

Средне-Амурская впадина (рис. 118) имеет сложную конфигурацию и расчленена горстообразными поднятиями на несколько частей. Наиболее опущенной частью является район, расположенный между реками Уссури и Обором. Мощность изученной части палеогеновых и неогеновых отложений составляет 800—1400 *м*. По данным геофизических наблюдений общая мощность их, возможно, превышает 2000 *м*. Вдоль восточной окраины впадины буровыми скважинами встречены горизонтальнолежащие палеоценовые конгломераты и песчаники. В верхнеэоценовое — олигоценовое время фундамент впадины погружался неравномерно. Отмечается, что в юго-восточной части депрессии, в районе слияния рек Немпту и Сидими на породах фундамента, находящегося на глубине 300—400 *м*, залегают палеоцен-эоценовые отложения, перекрываемые с размывом миоценовыми глинами. Несколько севернее, в бассейне р. Амхалги в каких-нибудь полутора десятках километров от восточной границы депрессии глубина фундамента достигает, по геофизическим данным, 1500 *м*. На поверхности здесь сохранились олигоценовые отложения.

Более мелкие, большей частью, по-видимому, грабенообразные, погружения в пределах Средне-Амурской впадины известны к северу от р. Амура. На западной окраине ее небольшие участки развития олигоценовой угленосной толщи изучены вблизи ст. Литовко.

Палеогеновые и неогеновые отложения имеют пологоволнистое, близкое к горизонтальному, залегание. Как указывает В. Г. Варнавский мульдообразные погружения и куполовидные поднятия повторяют в общих чертах морфологически сложную форму складчатого основа-

http://jurassic.ru/

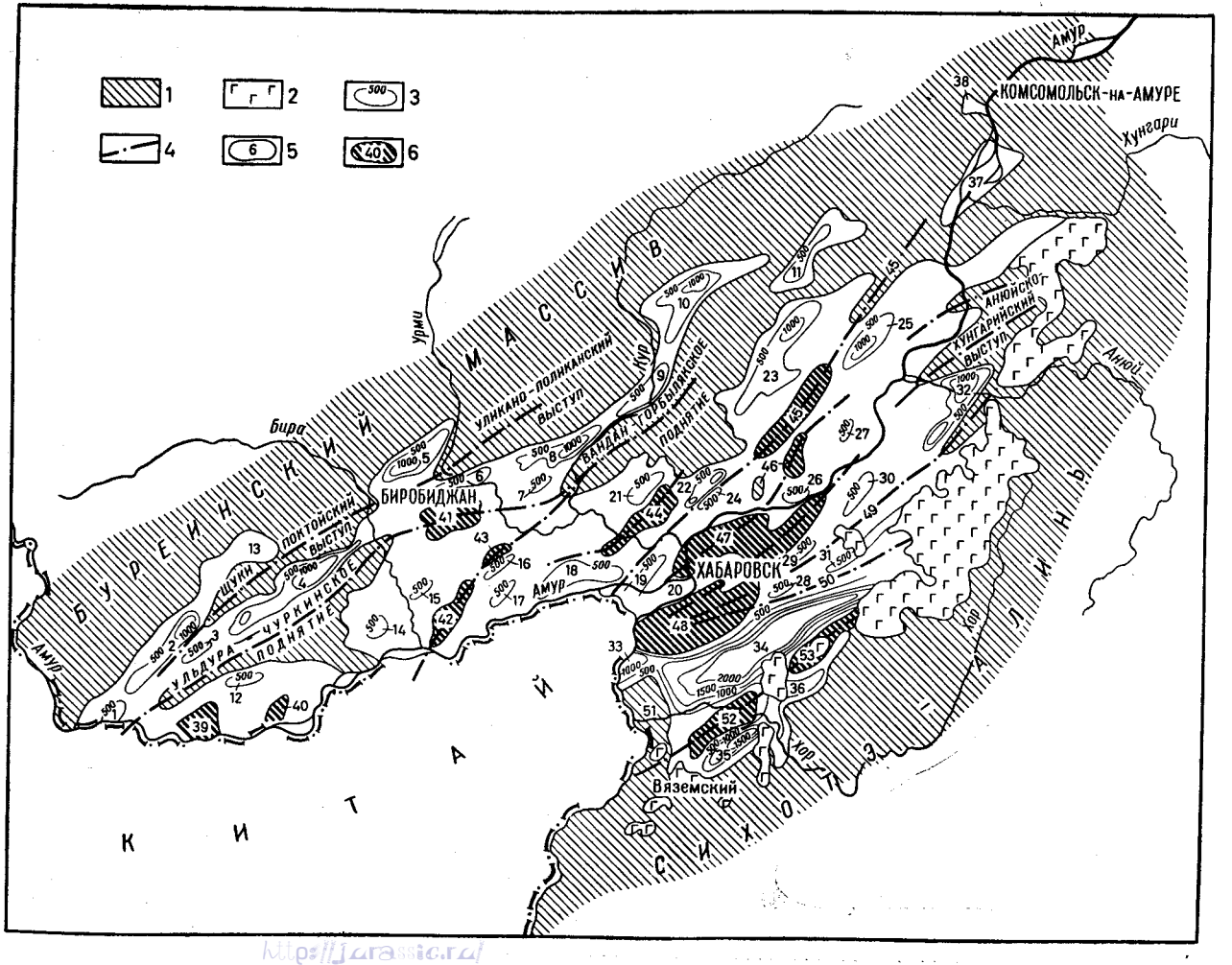


Рис. 118. Структурная схема Средне-Амурской впадины (по В. Г. Варнавскому)

1 — складчатое обрамление впадины; *2* — древнечетвертичные базальты; *3* — изолинии глубины залегания пород складчатого основания под чехлом палеогеновых-неогеновых отложений; *4* — осевые линии поднятий; *5* — грабены и грабеноподобные погружения: 1 — Лобэйское погружение, 2 — Самарский грабен, 3 — Преображеновский грабен, 4 — Бирофельдский грабен, 5 — Биробиджанский грабен, 6 — Волканское погружение, 7 — Уликский грабен, 8 — Иванковецкий грабен, 9 — Кафенский грабен, 10 — Утанакский грабен, 11 — Ольканский грабен, 12 — Башмакское погружение, 13 — Тайменьский грабен, 14 — Мориловецкое погружение, 15 — Надеждинское погружение, 16 — Петровское погружение, 17 — Луговское погружение, 18 — Забеловское погружение, 19 — Амурское погружение, 20 — Хабаровский грабен, 21 — Архангеловское погружение, 22 — Западно-Даргинский грабен, 23 — Литовское погружение, 24—Восточно-Даргинский грабен, 25 — Болоньское погружение; 26 — Дабанское погружение, 28 — Брацлавское погружение, 29 — Биксурское погружение, 30 — Коминтерновское погружение, 31 — Юшкинское погружение, 32 — Нижне-Амгунский грабен, 33 — Невельский грабен, 34 — Переяславский грабен, 35 — Гольдинский грабен, 36 — Дурминский грабен, 37— Усть-Хунгарийское погружение, 38 — Хурбинское погружение; *6* — горсты, поднятия: 27 — Дахаунское поднятие, 39 — Венцелевское поднятие, 40 — Новое поднятие, 41 — Аурское поднятие, 42 — Петровское поднятие, 43 — Смидовичское поднятие, 44 — Волочаевское поднятие, 45 — Даргинско-Болоньское валообразное поднятие, 46 — Мурхенская группа поднятий, 47 — Воронежское поднятие, 48 — Хехцирское поднятие, 49 — Хехцирско-Ганенское поднятие, 50 — Брацлавско-Березовское валообразное поднятие, 51 — Аргунский горст, 52 — Марусино-Капитоновский горст, 53 — Оборский горст

http://jurassic.ru/

ния. На бортах погружений и склонах поднятий падение слоев, сложенных палеогеновыми и неогеновыми породами достигает 15—20°, а зачастую и 30—40°. Более обоснованным представляется мнение о грабенообразном характере большинства погружений и существенном усилении дислоцированности отложений палеогена и неогена вблизи разломов. Относительно хорошо изученные бурением Хабаровское и Базовское погружения представляют собой, по В. Г. Варнавскому, приразломные структуры, в которых общая мощность олигоцена и миоцена составляет 570—620 *м*. Ряд вытянутых в север-северо-восточном направлении грабенов обнаружены при геофизических исследованиях юго-западной части Средне-Амурской впадины.

Рассматриваемые структуры по своим морфологическим особенностям неоднородны. Среди них встречаются впадины только с одной стороны, ограниченные разломом, и мульды. Примером асимметричного грабенообразного погружения является Хабаровское, имеющее крутой северо-западный борт и относительно пологий юго-восточный. Эти структуры осложнены более мелкими блоковыми опусканиями и поднятиями. В одной из скважин (№ 15/5) в интервале глубин 145,0—182,6 *м*, в однородной алевролитистой глине прослежено зеркало скольжения с хорошо выраженными горизонтальными бороздами.

Можно отметить некоторые другие погружения Сихотэ-Алинской складчатой области. Пологую мульду с углами наклона крыльев 15—20° образуют олигоценовые отложения, слагающие Хунгарийское буроугольное месторождение. Мульдообразное залегание имеют слабодислоцированные палеогеновые и неогеновые отложения в Бикинской (Контрвод-Алчанской) впадине. В пределах мульды отмечается волнистое залегание слоев с несколькими весьма пологими антиклинальными и синклинальными перегибами. Отчетливо к зоне разлома широтного простирания приурочена Верхнебикинская впадина, имеющая асимметричное строение с более крутым северным крылом. Вдоль последнего, по данным Ю. М. Логинова, устанавливается серия крутопадающих сбросов значительной амплитуды.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОЯСА И ЗОНЫ

Особую роль в структуре рассматриваемой территории играют вулканогенные пояса и зоны, связанные разломами с глубинными частями земной коры и верхней мантии (Беляевский и др., 1953; Иициксон и Красный, 1959; Устиев, 1959). Крупные звенья Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканогенного пояса расположены вдоль западного побережья Японского моря и Татарского пролива (Восточно-Сихотэ-Алинское звено) и вдоль побережья Охотского моря от низовьев Уды на северо-восток (Охотско-Чукотское звено). В систему вулканогенных структур Амурской области и Хабаровского края входят также и вулканогенные зоны, располагающиеся главным образом на границе мезозойских складчатых структур с более древними глыбовыми или складчатыми сооружениями. Эти вулканогенные зоны развиваются вдоль разломов, окаймляющих Буреинский массив (Хингано-Баджальская и Умлекано-Огоджинская зоны) или вдоль крупных антиклинорных структур (Западно-Сихотэ-Алинская зона). В пределах этих вулканогенных структур широко развиты мезозойские и кайнозойские континентальные вулканогенные формации. Важной их особенностью является тесно пространственное и генетическое сочетание эффузивных образований с гипабиссальными интрузивными телами. Совокупность вулканических и плутоновулканических формаций создает специфическое пестрое аномальное магнитное поле, имеющее высокую интенсив-

http://jurassic.ru/

ность, сильную изрезанность и мозаичный характер. Как указывает Е. Г. Херувимова, к зонам разломов, вмещающим интрузивные тела гранитоидов, приурочены хорошо прослеживаемые поля повышенного магнитного поля. Последние образуют четко выраженные сложные аномальные зоны и в случаях, когда разломы и сопряженные с ними интрузии скрыты под мощными покровами эффузивов. Этому интересному явлению дается следующее объяснение. В период вулканической деятельности при остывании расплавленных масс излившейся лавы, ферромагнитные компоненты ее при температурах, близких к точке Кюри, приобрели резко повышенную магнитную восприимчивость. Благодаря этому участки излившихся масс лав, расположенные непосредственно над интрузиями, были намагничены значительно больше, чем точно такие же по составу лавы, застывшие в стороне от структурных швов.

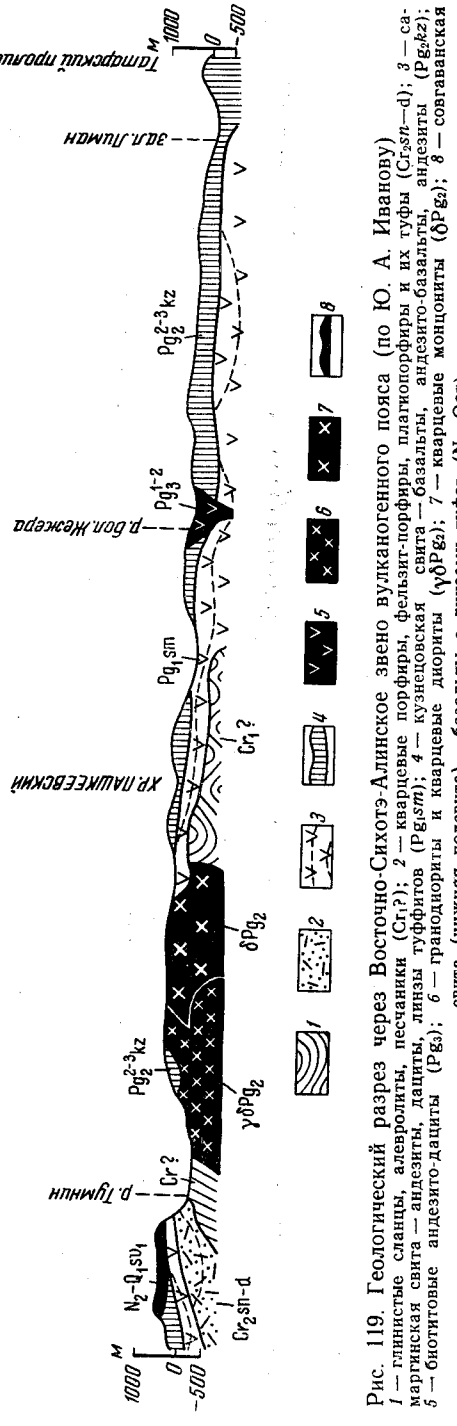


Рис. 119. Геологический разрез через Восточно-Сихотэ-Алинское звено вулканогенного пояса (по Ю. А. Иванову)
1 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники ($Cr_1?$); *2* — кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, плагиопорфиры и их туфы (Cr_2sn—d); *3* — самаргинская свита — андезиты, дациты, линзы туффитов (Pg_1sm); *4* — кузнецовская свита — базальты, андезито-базальты, андезиты (Pg_2kz); *5* — биотитовые андезито-дациты (Pg_3); *6* — гранодиориты и кварцевые диориты ($\gamma\delta Pg_2$); *7* — кварцевые монцониты (δPg_2); *8* — совгаванская свита (нижняя подсвита) — базальты с линзами туфов (N_2—Qsv)

Вулканические пояса и зоны наложены несогласно на более древние доюрские или домеловые структуры. Они являются одним из важнейших элементов мезозойско-кайнозойской магматической активизации Дальнего Востока.

Из окраинно-материковых вулканогенных структур более древней является юго-западная часть громадного Охотско-Чукотского вулканогенного (тектономагматического, по Е. К. Устиеву, 1959) пояса, которая в пределах северной части Хабаровского края отделяет протерозойскую область Становика-Джугджура от палеозойско-мезозойской Монголо-Охотской складчатой области, располагаясь вдоль Айкондя-Аянского среднепалеозойского окраинного прогиба и Удского мезозойского краевого прогиба. Время заложения этой части пояса относится к концу юры. Наиболее поздние продукты вулканизма связаны с палеогеном. Период максимального прогибания относится к мелу. Верхнеюрская — нижнемеловая вулканическая

http://jurassic.ru/

толща смята в пологие складки, приближающиеся по типу к брахискладкам. Углы падения крыльев 10—30°, вблизи разломов — до 40—60°. Палеогеновые эффузивные породы залегают горизонтально. Общая мощность вулканических продуктов (порфириты, андезиты, кварцевые порфиры, липариты, андезито-базальты и базальты) 3500 *м*.

Наиболее крупные региональные разломы имеют северо-восточное простирание. На поверхности они иногда выражены цепочками интрузивов. По геофизическим данным устанавливается ступенчато-глыбовый характер фундамента, подстилающего вулканогенные толщи. В пределах вулканогенных структур распространены и поперечные разрывы, прослеживающиеся к северо-западу от генерального направления пояса. Вдоль этих разрывов также происходило накопление вулканитов и внедрение интрузий. Из них наиболее распространены гранитоиды и субвулканические интрузивы, с которыми связываются молибденовое, свинцово-цинковое и золотое оруденения.

Северная половина Восточно-Сихотэ-Алиньского (Приморского) звена Восточно-Азиатского вулканического пояса (рис. 119) протягивается на 700 *км* от устья р. Самарги до Сахалинского залива. Ширина его изменяется от 40 до 75 *км*. Часть вулканогенных структур, скрытых под водами Японского моря приурочена к границе позднемезозойской Сихотэ-Алиньской и кайнозойской Ниппонской (о-в Сахалин) складчатых областей. По геофизическим данным (Васильев и др., 1962), эта граница в южной части соответствует полосе сочленения земной коры континентального и промежуточного типов. Начало формирования Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического звена относится к средине позднего мела.

По материалам И. И. Берсенева, Е. В. Быковской, Ю. М. Вдовина, С. А. Салуна, М. А. Фаворской и других, здесь проявились пять фаз эффузивной и интрузивной деятельности: 1. Позднемеловая — а) кварцевые и фельзитовые порфиры мощностью 50—200 *м*; б) кварцевые, плагиоклазовые и пироксеновые порфириты и туфы мощностью 1000 *м*. Одновременно шло внедрение позднемеловых интрузий (от габбро или диоритов до гранитов и гранит-порфиров). 2. Раннепалеогеновая — а) андезиты, туфы и туфолавы, б) перлиты, липариты, туфы и игнимбриты (местами угленосные и туфогенно-осадочные толщи), внедрение интрузий от габбро-монцонитов до лейкократовых гранитов. 3. Позднепалеогеновая — а) андезитобазальты, дациты, липариты. Внедрение интрузий кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранит- и гранодиорит-порфиров, иногда щелочных гранитов. 4. Неогеновая — а) базальты, андезиты, андезито-дациты (местами туфогенно-осадочные породы), б) липариты и туфы. 5. Раннечетвертичная — плато-базальты.

Общая мощность палеогеновых вулканитов составляет 1000—1200 *м*, неогеновых 600—800 *м*.

Вулканические толщи смяты в относительно пологие, неправильной или вытянутой формы брахиструктуры с углами падения крыльев 15—20°. Более крутые углы падения слоев наблюдаются вблизи тектонических разломов. К неогеново-четвертичному циклу эффузивного вулканизма относятся горизонтальнолежащие покровы базальтов.

Среди вулканических пород мела и палеогена, сопровождаемых многофазными интрузиями, в Восточно-Сихотэ-Алиньском поясе отмечается оловянно-вольфрамовое, оловянно-полиметаллическое, полиметаллическое, золотое оруденения, а также рудопроявления сурьмы, ртути, серы и золото-серебряное оруденение близповерхностного эпитермального типа.

http://jurassic.ru/

Интенсивный позднемеловой и кайнозойский вулканизм известен и в Западно-Сихотэ-Алиньской вулканогенной зоне.

Вулканические зоны, обрамляющие Буреинский массив, приурочены к длительно развивающимся системам глубинных разломов. Мощность вулканических толщ в этих зонах колеблется в пределах 1000—3500 *м*. В северной части массива известна Умлеканско-Огоджинская меловая, вулканическая зона, трассируемая сравнительно небольшими полями порфиритов и андезитов и установленными аэромагнитной съемкой аномалиями. Эта зона прослеживается на расстоянии 500 *км* параллельно Южно-Тукурингрскому разлому, тяготея к области сочленения Джагдинского поднятия с Буреинским массивом.

В восточной окраинной части Буреинского массива описаны (М. И. Иициксон, М. Г. Золотов и др.) вулканические прогибы в хр. Малый Хинган (Хингано-Олонойское эффузивное поле). Эта зона возникла в раннем мелу и закончила свое существование в конце мела или в палеоцене. Мощность накопившихся в ее пределах вулканических толщ превышает 1000 *м*. Структуры вулканических толщ характеризуются невыдержанностью простираний и падений на крыльях складок. Последние, как правило, пологие с углами падения слоев 15—25°.

В Хинганской вулканической зоне в тесной пространственной и, вероятно, парагенетической связи с эффузивами находятся интрузии гранитоидов. С этими интрузиями связана оловянная и вольфрамовая минерализация.

http://jurassic.ru/

Глава VIII

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На Дальнем Востоке основные геоморфологические элементы подчинены крупным геотектоническим зонам и поэтому наблюдается зональность геоморфологических ландшафтов. В пределах этих зон рельеф обнаруживает специфические черты, зависящие от особенностей исторического развития каждой из них, что позволяет выделить в южной части советского Дальнего Востока ряд крупных морфоструктур. Однако между морфоструктурами и геотектоническими зонами нет полного совпадения.

Северо-западная и отчасти северная части рассматриваемой территории относятся к морфоструктуре Алданского нагорья, совпадающей примерно с Алданским выступом Сибирской платформы. Рельеф этой морфоструктуры характеризуется сочетанием расчлененных участков плато, древних (меловые и кайнозойские) поверхностей денудационного выравнивания с абсолютными высотами до 900—1000 *м* и остаточными горными грядами, цепями и хребтами высотой до 2000 *м* и более. Здесь преобладает гольцовый рельеф со следами древнего оледенения. Эти следы сохранились в наиболее высоких частях хребтов Лурикан, Геран, Улканской цепи в виде каров, цирков и троговых долин с комплексами морен. На плоских водоразделах нагорья нередко встречаются эрратические валуны, которые оставлены наиболее древним оледенением, относящимся, по-видимому, к среднечетвертичному времени, покровного или полупокровного характера. Долины рек, расчленяющих нагорье и принадлежащих бассейну Алдана, врезаны на глубину до нескольких сотен метров. В них наблюдаются комплексы аккумулятивных и скульптурных террас высотой 1,5—2,0 (пойма), 3—5, 15—25, 40—60 и 80—100 *м*. Последняя, по К. К. Абрашеву и А. С. Савкиной, является среднечетвертичной. Более низкие террасы имеют позднечетвертичный — современный возраст.

Наиболее интенсивное поднятие, в результате которого создались условия для формирования рельефа нагорья, относится к концу неогена или к первой половине четвертичного периода.

Морфоструктура системы хребтов Станового — Джугджура опоясывает слабо выпуклой к югу и юго-востоку дугой Алданское нагорье. Она совпадает с зоной протерозойского складчатого обрамления Алданского выступа Сибирской платформы. В эту морфоструктуру входят хребты Становой, Джугджур с их отрогами — Лавла, Немериканский, Атагский, Джугдыр, Прибрежный и Майский. Здесь развиты преимущественно докембрийские кристаллические породы и в меньшей степени синийские и палеозойские осадочные породы и мезозойские эффузивы. Рельеф имеет массивные сглаженные очертания (рис. 120). На участках, сложенных кислыми эффузивами, кварцитами, окварцованными песчаниками, а местами и кристаллическими сланцами, развит интенсивно расчлененный горный рельеф (верховья р. Кирана). Наиболее высокие части гор относятся к гольцовой зоне и характеризуются широким развитием каменных осыпей и россыпей, местами скалистыми уступами и склонами, денудационными останцами и нагорными терра-

http://jurassic.ru/

сами с полигональными грунтами. Здесь широко распространены следы древнего оледенения: кары и троговые долины длиной от нескольких километров до нескольких десятков километров, с конечными, боковыми и реже донными моренами, «курчавыми скалами», «бараньими лбами», сквозными ледниковыми перевалами. Ниже 1300—1400 *м* на южных склонах и 1000—1200 *м* на северных начинается зона среднегорного рельефа, сменяющегося низкогорьем или увалами. Однако местами среднегорье круто обрывается по линиям крупных разломов к прилегающим равнинам или поверхностям выравнивания, например в районе оз. Бол. Токо.

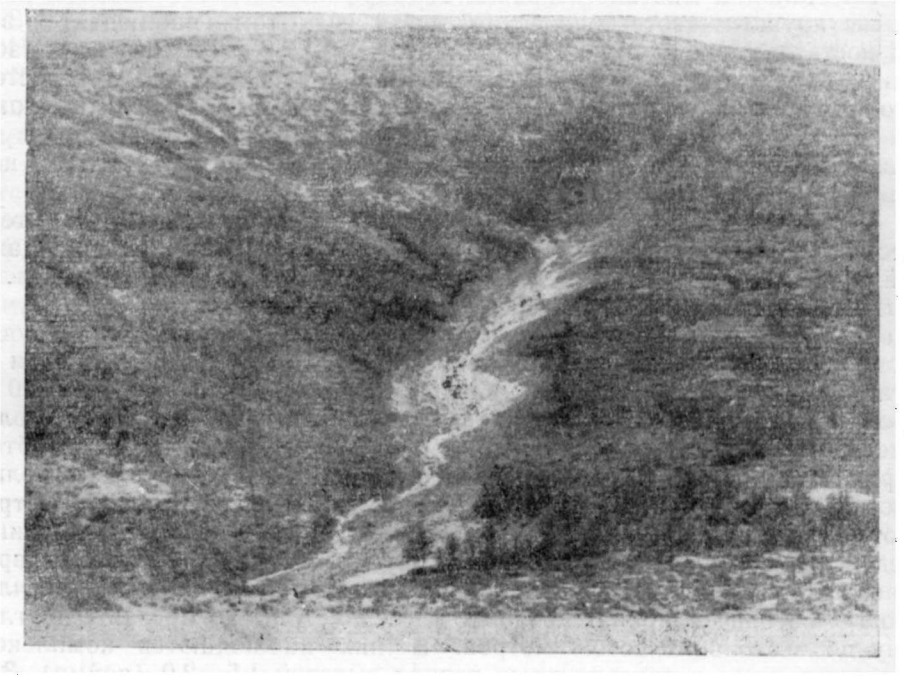


Рис. 120. Рельеф, развитый на кристаллических сланцах протерозоя (хр. Джугджур в верховьях р. Нагима). Фото Ю. Ф. Чемекова

Северо-восточная часть хр. Джугджур асимметрична. Юго-восточный склон короче, более интенсивно и глубоко расчленен реками, впадающими в Охотское море, в то время как северо-западный длиннее и расчленен на меньшую глубину реками бассейна Алдана. В юго-западной (широтной) части Джугджура северный склон короче южного, а последний осложнен многочисленными боковыми отрогами-хребтами.

Асимметричен и Становой хребет, состоящий из нескольких почти параллельных друг другу гряд. На востоке его северный склон круче южного, на западе, наоборот, южный склон круче северного. В водораздельных частях хребтов на абсолютных высотах от 1000 *м* и выше развиты обширные реликты предположительно меловых и палеогеново-неогеновых поверхностей денудационного выравнивания. Рельеф хребтов Джугдыр и Прибрежного отличается большей резкостью. В долинах рек развиты серии четвертичных аккумулятивных и скульптурных террас высотой от нескольких метров до первых сотен метров. Наиболее распространены следующие террасы: 2—3 *м* (пойма), 5—7 *м*, 10—15 *м*, 16—20 *м*. Более высокие террасы 40, 60—100, 300 *м* встре-

http://jurassic.ru/

чаются реже; 10—15-метровая терраса является верхнечетвертичной, а более высокие — доверхнечетвертичными.

Южнее системы хребтов Станового — Джугджур располагается Удско-Зейская морфоструктура с Удской и Верхне-Зейской впадинами. Она находится отчасти в зоне протерозойского складчатого обрамления Алданского выступа Сибирской платформы (северная часть Верхне-Зейской впадины), отчасти же в Монголо-Охотской складчатой области (южная часть Верхне-Зейской впадины и Удская впадина). Фундамент впадин сложен протерозойскими кристаллическими породами, палеозойскими осадочными породами и гранитоидами, мезозойскими песчаниками, глинистыми сланцами, конгломератами, гранитоидами и эффузивами. Рыхлые осадки имеют возраст от верхнего мела (в южной части Верхне-Зейской впадины) или палеогеново-неогенового (в Удской впадине) до четвертичного, достигая мощности нескольких сотен метров. Южная часть Верхне-Зейской впадины представляет аккумулятивную равнину, сложенную с поверхности неогеново-нижнечетвертичными песками и суглинками, на которую у северного подножия хребтов Тукурингра и Джагды накладываются плоские делювиально-аллювиальные конусы четвертичного возраста. В долинах р. Зеи и ее притоков развита серия террас высотой 2—3 *м* (низкая пойма), 3—7 *м* (высокая пойма), 10—15, 15—25, 40—45 *м*; 10—15-метровая терраса имеет верхнечетвертичный возраст, а более высокие, по-видимому, формировались в среднечетвертичное время.

На север и запад мощность рыхлых отложений уменьшается, затем она исчезает и фундамент депрессии выходит на дневную поверхность (к северу и западу от широтного участка р. Зеи). Здесь располагается обширная поверхность денудационного выравнивания. Ее абсолютные высоты повышаются с юга на север от 300 *м* (у русла Зеи) до 700 *м* (у подножия Станового хребта), а относительные составляют 50—80 *м*. На поверхности выравнивания широко развит мелкосопочник и денудационные увалы высотой от нескольких десятков метров до первых сотен метров. Местами сохранились островные возвышенности с относительной высотой до 100—300 *м*. В северной части описываемой поверхности протягивается с запада на восток цепь подобных возвышенностей, образующих так называемый хр. Тааги. Другая цепочка денудационных останцов пересекает поверхность выравнивания с запада на восток вдоль 55° сев. широты. Долины рек в результате новейших поднятий углубились в поверхность выравнивания на глубину 50—100 *м*, образовав врезанные меандры. Наблюдаются террасы высотой 1—2 *м* (пойма), 3—5, 7—8, 12—15, 18—20, 30—40, 40—60 и 80—100 *м*. Три последних террасы обычно являются цокольными. На водоразделах местами сохранились участки древних речных долин, выполненных неогеновым аллювием (у пос. Дамбуки и прииска Кировского на водоразделах рек Унаха — Брянта, Брянта — Утугей, Утугей — Кохани и т. д.). Они позволяют определить возраст поверхности выравнивания как неогеновый.

Удская равнина гипсометрически расположена ниже, ее абсолютные высоты не превышают 100 *м*. Она образована в основном террасами р. Уды и ее притоков. Лишь местами встречаются участки озерно-аллювиального происхождения. В широкой долине р. Уды развиты 30—40-, 18—20-, 10—15-, 8—10-, 4—6-метровые террасы и пойма высотой 2—3 *м*. По периферии депрессия окаймляется широкой полосой плоских увалов, представляющих расчлененную, по-видимому, палеогеново-неогеновую поверхность денудационного выравнивания.

Тукурингро-Джагдинская морфоструктура протягивается почти в широтном направлении к югу от описанных депрессий.

http://jurassic.ru/

В ее крайней северо-западной части развиты кристаллические докембрийские образования, а на остальной территории — палеозойские и мезозойские осадочные и эффузивные породы и гранитоиды. Рельеф хр. Тукурингра относится к среднегорному типу. Хребет резко поднимается над Верхне-Зейской и Амуро-Зейской равнинами по зонам крупных разрывных нарушений. Он прорезается узким антецедентным участком долины р. Зеи, образующим так называемое Зейское ущелье, или Тукурингрский пережим, и долины р. Гилюя, характеризующейся здесь глубоко врезанными меандрами. Отметки вершин хребта весьма близки друг к другу, фиксируя уровень древней поверхности денудационного выравнивания, ныне расчлененной и во многих местах уничтоженной. В некоторых участках (Золотая гора) на них обнаружен древний по-видимому, неогеновый аллювий, сходный с неогеновой яснополянской толщей Верхне-Зейской впадины. Он позволяет датировать возраст поверхности выравнивания как неогеновый. На наиболее высокой вершине — гора Бол. Бекульдеуль (1470 *м*) В. В. Никольской и И. Н. Щербаковым обнаружены следы древнего оледенения — кары, морены. Однако другие исследователи (А. И. Юдин и др.) их отрицают.

Хребет Тукурингра* протягивается от верховья р. Гилюя до Огоронской котловины, отделяющей его от хр. Джагды. Последний в восточной части представляет собой горстовое образование с более крутым и высоким северным бортом и сильно расчлененным среднегорным рельефом высотой до 1500 *м*. Наиболее высокие гольцовые части по морфологическим особенностям близки к альпинотипным. В верховьях р. Бома обнаружены кары верхнечетвертичного оледенения. В верховьях р. Шевли рельеф хребта приобретает плавные очертания; абсолютные высоты снижаются до 900—1000 *м*, а восточнее, в районах развития кислых эффузивов, вновь резко повышаются, превышая 2000 *м*; рельеф становится альпинотипным; появляются кары, цирки и троговые долины четвертичного оледенения, в которых часто встречаются морены и ледниковые озера. Окраинные части хребта имеют среднегорный рельеф. Восточная часть хр. Джагды асимметрична, отличаясь более коротким и крутым северным склоном и более длинным и пологим южным.

Амуро-Зейская морфоструктура располагается к югу от системы хребтов Тукурингра — Джагды. В геолого-структурном отношении она совпадает с одноименной депрессией. Описываемая морфоструктура характеризуется развитием равнинных форм рельефа: аккумулятивных равнин и террас и поверхностей денудационного выравнивания.

Водораздел между Амуром и Зеей представляет собой так называемое Амуро-Зейское плато (рис. 121), которое крутыми уступами высотой до 80—100 *м* обрывается к рекам. По абсолютным (400—500 *м*) и относительным высотам (до 100 *м*) оно скорее должно относиться к равнинам. Плато расчленено по периферии притоками Амура и Зеи. Почти идеальная равнинность его поверхности местами нарушается одиночными невысокими сопками-останцами, представляющими выступы фундамента депрессии (у ст. Шимановская и в других местах). Плато сложено с поверхности рыхлыми песчано-глинистыми отложениями неогеново-нижнечетвертичной зейской серии. Наличие в толще пластов глин обусловливает развитие оползней по окраинам плато.

Левобережье нижнего участка долины Зеи, обычно называемое Зейско-Буреинской низменностью, представляет собой область развития комплекса террас. По вопросу о количестве террас мнения исследова-

* Восточную часть хр. Тукурингра между Зейским ущельем и оз. Огорон нередко называют хр. Соктахан.

http://jurassic.ru/

телей расходятся. Одни из них (С. А. Музылев, И. И. Сей, Ю. Ф. Чемеков и др.) считают, что здесь распространены: низкая пойма (1—2 *м*), высокая пойма (4—5 *м*), первая терраса (10 *м*), вторая терраса (20—25 *м*), третья терраса (30—40 *м*) и четвертая терраса (60—80 *м*). Пятой террасой считается собственно уровень плато, остатки которого сохранились на водораздельных участках равнины и вдоль подножия хр. Турана.

Другие исследователи (А. И. Юдин и др.) дают схему, несколько отличающуюся от вышеприведенной: первая терраса или низкая пойма (0—2 *м*), вторая терраса или высокая пойма (2—5 *м*), третья терраса



Рис. 121. Обрыв Амуро-Зейского плато (правый берег р. Зеи ниже пос. Малая Сазанка). Фото Ю. Ф. Чемекова

(6—8 *м*), четвертая терраса (10—16 *м*), пятая терраса (18—25 *м*), шестая терраса (30—45 *м*), седьмая терраса (50—65 *м*) и восьмая терраса, являющаяся уже собственно плато (80—120 *м*).

В северной и восточной частях депрессии господствует обширная поверхность денудационного выравнивания с группами мелкосопочника и островных гор, например, в бассейне р. Мамына у пос. Октябрьского. Поверхность выравнивания слабо наклонена на юг. В среднем течении р. Зеи и низовьях р. Селемджи она погружается вначале под плиоценово-нижнечетвертичные пески белогорской свиты, южнее под верхнеолигоценово-миоценовые пески сазанковской свиты, а затем в южной части депрессии главным образом под верхнемеловые — палеоценовые отложения цагаянской серии. Таким образом, различные части поверхности выравнивания имеют возраст — на юге верхнемеловой, доцагаянский, севернее — доверхнеолигоценовый и доплиоценовый, а там, где она выходит из-под рыхлых отложений, ее формирование продолжается и в настоящее время (Чемеков, 1956, 1959, 1963). Под осадками белогорской свиты и более древними отложениями во многих участках на поверхности выравнивания наблюдаются каолиновые коры выветривания, указывающие на ее денудационное происхождение. Наиболее древ-

http://jurassic.ru/

ние участки поверхности выравнивания, в южной части депрессии, по-видимому, слабо дислоцированы *.

Строение Хингано-Буреинской морфоструктуры сложное. В орографическом ее плане наблюдаются северо-восточные простирания (хребты Турана, Малый Хинган, Буреинский, Эткиль — Янканский, Баджальский), меридиональные (участки хр. Дуссе-Алинь) и широтные или почти широтные (хр. Эзоп). Абсолютные высоты хребтов колеблются от 1000 *м* — хр. Турана до 2500 *м* и выше. Хребет Турана характеризуется среднегорным рельефом со значительным распространением на водоразделах и отдельных возвышенностях обширных реликтов древних поверхностей денудационного выравнивания, возраст которых пока не определен. Он от хребтов, расположенных восточнее, отделен цепочкой впадин — Тырминской, Буреинской и Огоджинской.

В Тырминской впадине развита аккумулятивная равнина, сложенная меловыми — кайнозойскими осадками, и широкие долины с террасами высотой 2—2,5 *м* (пойма), 4—8, 10—15, 30—40 и до 120 *м*. Возраст 30—40-метровой террасы определяется как среднечетвертичный, более низких — как верхнечетвертичный — современный, а наиболее высокой — как плиоценово-нижнечетвертичный. По окраинам впадина окаймляется участками расчлененной поверхности денудационного выравнивания, расположенными на относительных высотах 120—180 *м*. К ним причленяется наиболее высокая плиоценово-нижнечетвертичная терраса, определяющая возраст поверхности выравнивания как донижнечетвертичный, по-видимому, неогеновый. Геоморфологическое строение других впадин аналогично описанным.

Предгорья хребтов, расположенных восточнее описанных впадин, обычно характеризуются низкогорным рельефом, который к водоразделам сменяется вначале мягко очерченным среднегорьем, а в осевой части хребтов, поднимающихся выше 1200—1500 *м*, гольцами. Рельеф последних меняется от массивного на гранитоидах и иногда песчаниках и сланцах мезозоя до резко расчлененного, обычно на кислых или средних эффузивах и их туфах, близкого к альпинотипному (рис. 122). На высотах более 1200—1400 *м* над уровнем моря появляются многочисленные кары, цирки, троговые долины с конечными, донными и боковыми моренами древнего оледенения, сквозные ледниковые долины, ригели, бараньи лбы, курчавые скалы. Наиболее крупными центрами оледенения являлись хребты Ям-Алинь (рис. 123), Дуссе-Алинь, Баджальский, Буреинский, Эзоп. Оледенение было неоднократным. Наиболее древнее из них (среднечетвертичное?) оставило следы на водоразделах в виде морен, два горно-долинных (или две стадии) оледенения относятся к верхнечетвертичному времени (Чемеков, 1959). В водораздельных частях хребтов обычны нагорные террасы и курумы. Местами наблюдаются реликты древних поверхностей денудационного выравнивания, располагающихся как на водоразделах, так и на склонах хребтов. Возраст их предположительно оценивается как олигоцен-миоценовый.

Между Хингано-Буреинской системой и долиной нижнего течения Амура располагается обширная морфоструктура, характеризующаяся однообразным средне- и низкогорным рельефом с мягкими, сглаженными очертаниями. В геолого-структурном отношении она совпадает с Ванданским антиклинорием и мезозойскими структурами Нижнего Приамурья. В описываемую морфоструктуру входят хребты Куканский, Мяо-Чан, Вандан, Поликанский, Чаятынский, Омельдинский, Омаль-

* По последним данным (А. И. Юдин и др.), в цагаянской свите установлено падение пластов 4—5°, в завитинской свите — 5—15°.

http://jurassic.ru/

ский, Магу, Мевачан и другие. Они имеют северо-восточное простирание и располагаются кулисообразно. Как правило, среднегорный рельеф со сглаженными очертаниями. Абсолютные высоты хребтов достигают 800—1600 *м*. Рельеф водораздельных частей в предгорьях сменяется низкогорьем, увалами и мелкосопочником. На наиболее высоких вершинах встречаются гольцовые участки (хр. Мяо-Чан, Джаки-Унахта-Якбыяна и др.). В долинах небольших рек, имеющих обычно v-образный профиль, отчетливо выражены только пойма и первая надпойменная терраса (4—6 *м*). Однако в долинах крупных рек наблюдается комплекс следующих террас: пойма до 2—3 *м*, — голоцен, террасы в 4—

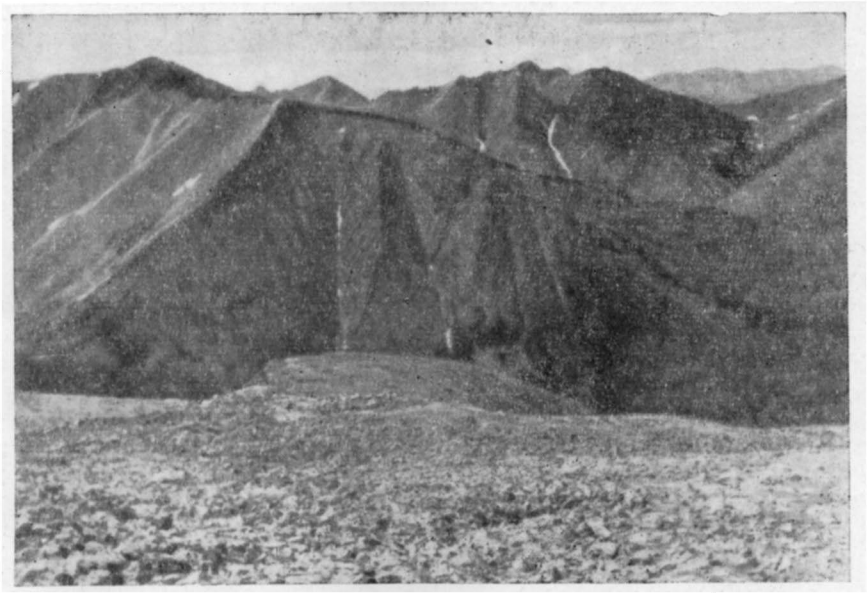


Рис. 122. Гольцовый рельеф хр. Ям-Алинь. Фото Ю. Ф. Чемекова

5-, 8- и 10—12-метровые — предположительно верхнечетвертичные, террасы высотой 18—20-, 25—30- и 40-метровые доверхнечетвертичные.

Описанная горная область делится Эвороно-Чукчагирской впадиной на восточную и западную части. Сложные извилистые очертания впадины в плане обусловлены тем, что она наложена на северо-восточные антиклинальные и синклинальные структуры в меридиональном направлении. В тех местах, где она пересекает оси древних антиклинальных структур, наблюдаются валообразные поднятия и суженные перемычки, образующие более мелкие впадины второго порядка. В тех участках, где впадина пересекается осями синклиналей, наблюдаются расширения с равнинным рельефом. Здесь широко распространены озерно-аллювиальные и аллювиальные равнины (рис. 124), низкие речные и озерные террасы высотой 4—5, 10—12, 12—14, 15—20 *м*. На их поверхности расположены песчаные «релки», являющиеся, по-видимому, инверсионными криогенными формами. На периферии впадин и в районах суженных перемычек расположены участки мелкосопочника и реликтов древних поверхностей денудационного происхождения. На последних развиты коры выветривания монтмориллонит-бейделлитового состава, что, по Ю. Ф. Чемекову, может указывать на их плиоценовый возраст. Депрессия выполнена аллювиальными, озерно-аллювиальными и озерными галечниками, песками и суглинками мощностью до 100—

http://jurassic.ru/

130 *м*. Их верхние горизонты имеют современный возраст, а нижние олигоценово-миоценовый, что определяет олигоценовое время заложения впадины.

Впадины Нижнего Приамурья — Средне-Амурская, Удыль-Кизинская и Амуро-Амгунская образуют крупную морфоструктуру северо-восточного простирания. По периферии они окаймлены увалистыми предгорьями хребтов, мелкосопочником, реликтами древних поверхностей денудационного выравнивания предположительно плиоценового возраста с монтмориллонит-бейделлитовыми корами выветрива-

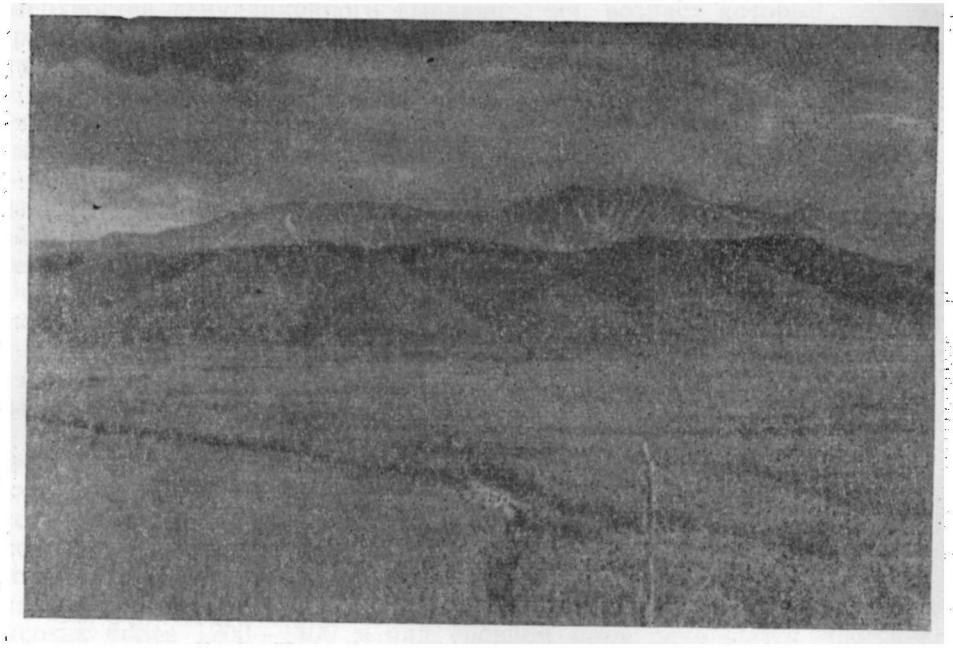


Рис. 123. Троговая долина и цирки в хр. Ям-Алинь (р. Муникан). Фото Ю. Ф. Чемекова

ния и миоценового возраста с каолиновыми корами выветривания. Последние расположены на относительных высотах от нескольких метров до нескольких десятков метров над урезом Амура и местами перекрыты рыхлыми отложениями. Кое-где на них расположены островные горы, мелкосопочник, например Хабаровские и Воронежские высоты и отдельные денудационные останцы. По восточной окраине Средне-Амурской депрессии развиты плато, сложенные неогеновыми и плиоценово-нижнечетвертичными (?) основными эффузивами. Депрессии соединяются друг с другом суженными участками долины р. Амура (Киселевский и Чаятынский «пережимы»). Преобладающими типами рельефа депрессий являются озерно-аллювиальные равнины с относительной высотой 10—20, 30—40 и 60—90 *м*, аллювиальные равнины и террасы Амура и его притоков. Среди последних наиболее широко развита пойма высотой до 2—4 *м*, достигающая ширины от нескольких километров до 10—30 *км*. Из более высоких террас в долине Амура распространены 4—8, 8—15, 15—20, 30—40, 40—60 и 60—80-метровые. Ряд исследователей (Филлипович, Кушев, 1936) указывают на наличие и более высоких террас до нескольких сотен метров, что, однако, не подтверждается другими.

http://jurassic.ru/

Пойма Амура и его притоков является современной; аккумулятивные террасы высотой от 4—8 до 30—40 *м* — верхне-среднечетвертичными, 60—80-метровая терраса — нижнечетвертичной (Чемеков, 1956, 1958). В центральных частях депрессий на поверхности залегают современные и раннечетвертичные осадки, подстилаемые среднечетвертичными и нижнечетвертичными. Нижние горизонты рыхлых отложений представлены олигоценово-миоценовой чернореченской свитой и ее аналогами, датирующими начало образования впадин как олигоцен.

Строение фундамента депрессий очень сложно. Намечается ряд мульд или грабенов, по мнению некоторых исследователей, северо-во-



Рис. 124. Озерно-аллювиальная равнина в Эвороно-Чукчагирской депрессии. Фото Ю. М. Логинова

сточного простирания, мощность рыхлых осадков в которых достигает нескольких сотен метров (до 1800 *м* в Средне-Амурской депрессии), и ряд поднятий того же простирания. Породы фундамента местами выходят на поверхность. Они образуют небольшие возвышенности или одиночные сопки, обычно вытянутые в цепочки северо-восточного простирания (Волочаевская сопка в Средне-Амурской депрессии, горы Муравьиная, Няуми и др. в Удыль-Кизинской депрессии), поднимающиеся над равнинами на высоту от нескольких десятков метров до 300—500 *м*, а местами и более.

Сихотэ-Алиньская морфоструктура представляет собой сложную систему преимущественно среднегорных хребтов с мягкими, сглаженными очертаниями. Лишь отдельные, наиболее высокие гольцовые части хребтов, поднимающиеся выше 1400—1500 *м*, характеризуются более резкими контурами. Наблюдается отчетливо выраженная связь рельефа с горными породами. В районах распространения кислых эффузивов и сильно метаморфизованных пород преобладают горы с резкими, угловатыми очертаниями. Для участков, сложенных песчаниками и сланцами, типичны массивные округленные формы. На водоразделах

http://jurassic.ru/

и вершинах возвышенностей часто наблюдаются реликты поверхностей денудационного выравнивания (рис. 125) предположительно миоценового и плиоценово-нижнечетвертичного возраста, располагающихся на абсолютных высотах от 800 — до 1400 *м*.

На возвышенностях, поднимающихся выше 1400—1600 *м*, имеются кары и короткие троги последнего оледенения (гора Тардоки-Яни и другие возвышенности). Следы полуразрушенных цирков наблюдаются на абсолютных высотах от 1200 до 1400 *м*.

Неотектоническая структура Сихотэ-Алиня представляет собой сводовое поднятие с очень пологими крыльями. В поднятие вовлечен не



Рис. 125. Поверхность денудационного выравнивания на вершине горы Санды (хр. Сихотэ-Алинь, абс. высота около 1400 *м*). Фото Ю. Ф. Чемекова

только главный антиклинорий, но и главный синклинорий этой горной системы. На фоне описываемой неоструктуры развиваются субширотные депрессии, например Бикинская, которые рассматриваются одними исследователями как грабены, а другими — как районы плавных прогибаний, осложненные разломами. Залегающие в них угленосные палеогеново-неогеновые отложения позволяют датировать их заложение палеогеновым временем. Плоские днища этих депрессий представляют собой аллювиальные и озерно-аллювиальные равнины и террасы.

По окраинам Сихотэ-Алиня в зонах, пограничных с впадинами низовьев Амура и впадиной Татарского пролива и Японского моря, протягиваются обширные плато, сложенные плиоценово-нижнечетвертичными базальтами и андезито-базальтами совгаванской свиты. Местами, например, в районе Советской Гавани, они далеко вклиниваются внутрь Сихотэ-Алиня, поднимаясь от 100—150 *м* у берега моря до 800—1000 *м* и более близ водораздельной линии. Кое-где над поверхностью плато возвышаются останцы добазальтового рельефа в виде одиночных сопок, их групп, гряд и увалов. Однако чаще покровы базальтов залегают на

http://jurassic.ru/

выровненном добазальтовом рельефе. Плато расчленяются узкими, нередко каньонообразными долинами рек.

Особенности строения береговой линии Охотского и Японского морей и Татарского пролива в значительной степени зависят от взаимоотношения с геологическими структурами. Участок береговой линии от г. Охотска до устья р. Уды относится к продольному типу берегов (рис. 126). Он протягивается параллельно простиранию геологических структур и характеризуется слабой изрезанностью и преобладанием абразионных берегов. Между устьями рек Уды и Амура береговая линия относится к поперечному типу. Она очень извилиста,



Рис. 126. Абразионный берег Охотского моря к северу от устья р. Кирана. Фото Ю. Ф. Чемекова

образует ряд полуостровов и бухт. Ее изрезанность объясняется пересечением почти вкрест простирания северо-восточных синклинальных и антиклинальных структур Западного Приохотья и Нижнего Приамурья. Абразионные берега чередуются здесь с аккумулятивными. Отрезок береговой линии между устьем Амура и мысом Светлым можно отнести к типу диагональных берегов. Он сечет под углом покровы сравнительно слабо дислоцированных кайнозойских эффузивов, поэтому степень его изрезанности невысока. Однако здесь располагаются крупные бухты: Советская Гавань, Де-Кастри и другие, менее значительные. К югу от мыса Светлого берег почти прямолинеен и в общем параллелен геологическим структурам. Оба последних отрезка характеризуются преобладанием абразивных берегов. Аккумулятивные участки встречаются здесь лишь в устьях рек.

Изложенные выше материалы указывают, что на юге Дальнего Востока наиболее распространен следующий рельеф: денудационно-тектонический с ледниковой обработкой, денудационно-тектонический, денудационный, рельеф речного, озерного, озерно-речного, морского и вулканогенного происхождения.

http://jurassic.ru/

К денудационно-тектоническому рельефу относится широко распространенная группа морфогенетических типов среднегорья (абсолютные высоты 800—1700 *м*) и низкогорья (абсолютные высоты до 800 *м*).

Наиболее высокие части хребтов (выше 1700 *м*) располагаются в гольцовой зоне и по морфологическим особенностям относятся к высокогорным типам рельефа с ледниковой обработкой, так как несут обильные признаки древнего оледенения. Периферические части горных систем нередко окаймляются зоной увалистого рельефа, который настолько характерен для Дальнего Востока, что может быть выделен в особый тип рельефа денудационно-тектонического происхождения.

Рельеф денудационного происхождения представлен поверхностями денудационного выравнивания, мелкосопочником и островными горами. Эти типы распространены преимущественно по окраинам депрессий, в зонах сочленения с горными районами. Реликты поверхностей денудационного выравнивания различного возраста наблюдаются почти во всех горных районах (см. рис. 123). Но особенно они обширны по периферии депрессий, где на них можно наблюдать участки мелкосопочника и островных гор (Амуро-Зейская, Верхне-Зейская и другие депрессии). Часто на описанных поверхностях развиты мощные коры выветривания.

Рельеф речного и озерного происхождения, представленный террасами и равнинами от нескольких метров до 80—100 *м* относительной высоты, наиболее широко распространен в обширных депрессиях (Средне-Амурская, Амуро-Зейская, Эвороно-Чукчагирская и др.). Озерные и речные равнины и террасы настолько тесно связаны друг с другом, что при геологическом картировании нередко приходится показывать их как нерасчлененные озерно-речные. Значительное развитие речные террасы имеют в долинах рек горных районов. При этом высоты одновозрастных террас в разных горных районах весьма различны. Нередко бровки и тыловые закраины террас в результате процессов денудации сглаживаются и разновозрастные террасы объединяются в сложные наклонные террасовые поверхности («террасо-увалы»).

Рельеф морского происхождения представлен очень ограниченно развитыми лайдой высотой 1—2 *м* и первой террасой высотой 4—6 *м*. Более высокие морские террасы пока не известны. К формам морского происхождения относятся абразионные и намывные берега, нередко с сериями береговых валов, косы и намывные острова.

К типам вулканогенного происхождения относится плато и полуразрушенные шлаковые вулканические конусы (например, Синдинский вулкан и др.).

Эоловый рельеф представлен бугристыми песками и дюнами, распространенными на берегах Амура, Зеи и других рек.

На Дальнем Востоке встречаются карстовые формы рельефа в виде воронок, польев и карстовых пещер. Они развиты в долине р. Зеи в районе Чагоянского месторождения известняков, на Малом Хингане (Богатков, 1957) в районах распространения известняков и доломитов и в других участках, где имеются карстующиеся породы.

Возникновение и развитие горного рельефа относится к неотектоническому этапу, охватывающему неогеново-четвертичное время. Начало этого этапа отмечается (в различных районах Дальнего Востока) в эпохи от верхнего олигоцена до миоцена или среднего миоцена. Оно определяется временем деформации олигоценовых, миоценовых и плиоценовых поверхностей выравнивания. Реликты их широко распространены в горах Дальнего Востока.

Рельефообразующие тектонические движения проявлялись в виде относительно плавных деформаций земной коры, например сводовое

http://jurassic.ru/

поднятие Сихотэ-Алиня, сопровождавшихся разрывами, а также в виде разрывных нарушений, приводящих к формированию горсто-грабенового рельефа, например хр. Тукурингра и др. Значение разрывной тектоники подчеркивается преобладанием в плане речной сети южной части советского Дальнего Востока северо-восточных и северо-западных простираний, обусловленных дизъюнктивными нарушениями.

В эпохи ослабления тектонических движений формировались поверхности денудационного выравнивания с корами выветривания олигоценового, миоценового и плиоценово-нижнечетвертичного возраста.

Влияние литологического состава горных пород на рельеф отчетливо сказывается в горных районах. Более мягкие очертания рельефа при прочих равных условиях чаще всего возникают при эрозионном расчленении слабоустойчивых к выветриванию глинистых сланцев, иногда песчаников, нередко гранитоидов и сильно трещиноватых или перемятых кристаллических сланцев (отдельные участки хребтов Сихотэ-Алинь, Джугджур, Станового). Однако для некоторых разностей значительно метаморфизованных осадочных пород, характеризующихся большей степенью устойчивости, типичны более резкие очертания. Наиболее резко расчлененный рельеф образуется нередко на кислых эффузивах (участки хребтов Баджал, Эзоп, Ям-Алинь). На поверхностях денудационного выравнивания наиболее устойчивые породы слагают обычно вытянутые по простиранию геологических структур цепочки мелкосопочника или денудационных увалов и островные горы. Для районов развития рыхлых пород характерны равнинные формы рельефа. Отчетливо проявляется влияние литологического состава горных пород в скульптуре берегов, где легко размываемые породы слагают берега бухт, а устойчивые выдаются в море в виде скалистых мысов, например побережье Тугурского залива.

Одним из важнейших факторов морфогенеза являлся климат, обусловливающий интенсивность деятельности различных экзогенных факторов. Климатические условия на Дальнем Востоке неоднократно менялись в четвертичное время от умеренно теплых до холодных и, по-видимому, от влажных до сухих.

Эрозионная деятельность наиболее энергично проявлялась в межледниковые эпохи. Эрозионное расчленение большинства горных хребтов асимметрично, что объясняется смещениями осей тектонических поднятий и различиями высот основных базисов эрозии. В большинстве случаев склоны хребтов, обращенные к Охотскому или Японскому морям, расчленены более значительно, чем противоположные склоны. В ряде хребтов отчетливо выражен молодой, послеледниковый врез (рис. 127) на глубину до нескольких первых десятков метров (юго-восточные склоны хребтов Джугджур, Прибрежного, восточные склоны хребта Ям-Алинь, Сихотэ-Алинь).

В эпохи похолодания в горных районах эрозионная деятельность ослабевала и основную рельефообразующую роль играли процессы криогенной и ледниковой денудации и аккумуляции.

В зависимости от изменения климатических условий менялись и условия выветривания. В холодные эпохи преобладало физическое и особенно морозное выветривание. Формировались глыбовые горизонты в разрезе горного делювия Дальнего Востока, делювиальные шлейфы, перекрывающие поверхности различных террас (Ганешин, 1956; Чемеков, 1956б), мощные конусы выноса (Ганешин и Жамойда, 1956), солифлюкционные террасы, курумы, широко распространенные в горных районах. В теплые эпохи увеличивалась роль химического выветривания, усиливались процессы сноса, формировались делювиальные образования более тонкого механического состава.

http://jurassic.ru/

Деятельность моря как фактора морфогенеза отразилась наиболее ярко в течение послеледниковой трансгрессии, вызванной одновременным тектоническим погружением части восточной окраины Азиатского материка и увеличением объема вод мирового океана в результате таяния льдов последнего оледенения.

В результате деятельности моря (Чемеков, 1957) были созданы современные очертания береговой линии Охотского и Японского морей, а также узкая полоса шельфа вдоль восточного склона Сихотэ-Алиня. Обширный шельф у берегов Западного Приохотья, по мнению ряда исследователей (Удинцев, 1957а, 1957б; Чемеков, 1957 и др.), является субаэральной поверхностью денудационного выравнивания. Трансгрессия оставила следы в виде лайды и первой морской (4—6-метровой) террасы с сериями береговых валов; наиболее отчетливо они выражены в Западном Приохотье близ пос. Чумикан и в районе оз. Мухтеля. Признаки более древних трансгрессий на материке пока не обнаружены, хотя они известны в Курило-Камчатской геосинклинальной зоне.

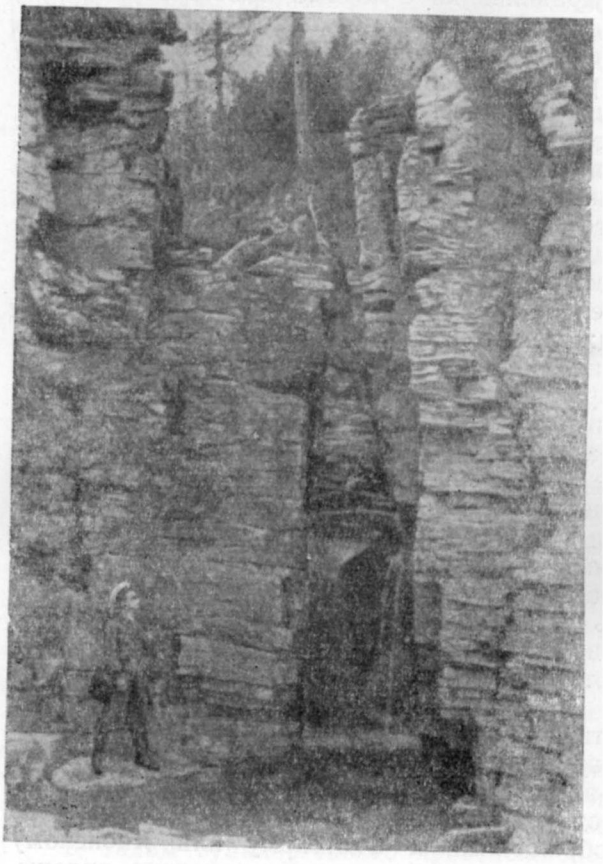


Рис. 127. Каньон в верховьях р. Муникана (хр. Ям-Алинь, восточный склон). Фото Ю. Ф. Чемекова

Рельефообразующая деятельность ветра проявляется сейчас преимущественно на пойме Амура, формируя дюнный рельеф и бугристые пески. Возможно, что в плиоцене его роль была значительнее, так как климат, по мнению Ю. А. Ливеровского (1946) и А. И. Животовского (1956), был более сухим, чем современный.

Человеком создан так называемый «техногенный» рельеф. К нему относятся отвалы, насыпи, терриконы, выемки, карьеры, шахты, канавы, ямы и т. д. в наиболее освоенных районах юга Амуро-Зейской равнины, г. Хабаровска, г. Комсомольска и т. д. в горно-промышленных и золотоносных районах (рис. 128).

Начало формирования рельефа относят к концу мела — началу палеогена. Теплый и влажный субтропический климат конца мела, палеоцена * и раннего эоцена способствовал энергичному химическому

* В палеоцене, по данным А. Н. Криштофовича (1952) и Т. Н. Байковской (1950), намечаются признаки ксерофитизации климата. Этим объясняется наличие на дальневосточных поверхностях выравнивания следов педипланэции, типичной для полуаридных и аридных климатических условий (Чемеков, 1963).

http://jurassic.ru/

выветриванию и интенсивной денудации. К началу палеогеновой эпохи рельеф описываемой территории был значительно выровненным. Лишь местами в районах современных хребтов Станового, Джугджур, Тукурингра и других существовали островные горные хребты. Быстро разрушался вулканогенный горный рельеф современных хребтов Ям-Алинь, Буреинского, Сихотэ-Алинь. Верхне-Зейская, Амуро-Зейская и Средне-Амурская впадины испытывали прогибания и в них происходило накопление рыхлых отложений.

Теплый и влажный субтропический климат был типичен также и для позднего эоцена и олигоцена. К этому этапу относится в основ-

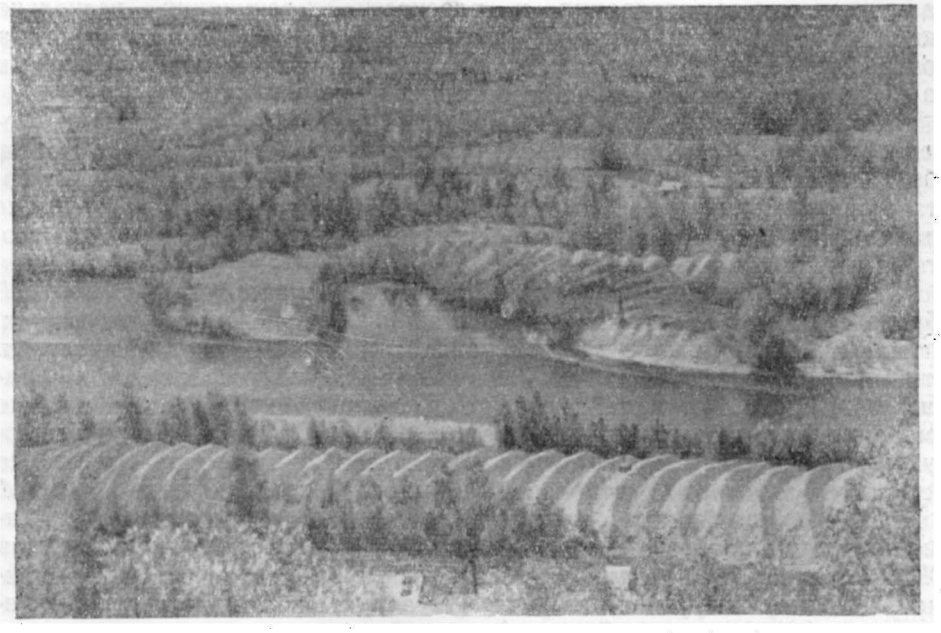


Рис. 128. Техногенный рельеф в долине р. Харги (бассейн р. Селемджи). Фото Ю. Ф. Чемекова

ном начало зарождения современных впадин Приамурья. Одни из них унаследовали план палеозойского и мезозойского геотектогенеза (Удская, Верхне-Зейская, Средне-Амурская), другие наложены на древние структуры меридионально (Эвороно-Чукчагирская депрессия) или широтно (Бикинская депрессия). В Сихотэ-Алине в позднем эоцене излияния базальтов и андезитов создали обширные лавовые покровы с равнинным рельефом. В тектонически слабоактивных зонах в олигоцене формировались поверхности денудационного выравнивания (окраины Верхне-Зейской впадины, район хр. Тукурингра и в других районах). В верхнем олигоцене в Сихотэ-Алине наблюдалось оживление вулканической деятельности, что привело к возникновению вулканического рельефа. В позднем олигоцене или раннем миоцене происходили интенсивные поднятия в горных районах и опускания в депрессиях. Местами эти поднятия и опускания происходили по крупным тектоническим разрывам. В этих случаях геоморфологические границы между горными хребтами и равнинами были прямолинейными и очень четкими. В других случаях поднятия и опускания имели характер пластических деформаций и между ними протягивались зоны спокойного тектонического режима с нулевым градиентом движений. В этих зонах

http://jurassic.ru/

формировались поверхности денудационного выравнивания с мощными корами выветривания каолинового типа; подобные поверхности выветривания наблюдаются по периферии многих депрессий юга Дальнего Востока: восточная окраина Амуро-Зейской депрессии, окраины Средне-Амурской депрессии и т. д. Сток вод происходил в северной части описываемой территории на северо-восток, в южной на юг и юго-запад. В крупных депрессиях по времени существовали озерные бассейны или обширные болота с большим количеством озер.

В миоцене рельеф формировался в умеренно теплых и влажных климатических условиях. Климат в это время был теплее, чем в плиоцене, но холоднее, чем в олигоцене. В этих условиях энергично протекали процессы выветривания и плоскостной денудации, несколько замедляющиеся лишь пышной растительностью. В начале миоцена контрасты рельефа уменьшаются вследствие интенсивной денудации на фоне сравнительно спокойного тектонического режима.

Климат плиоцена был более сухим и холодным (но теплее современного), что обусловило засолонение почв в южных частях территории, образование коры выветривания монтмориллонит-бейделлитового состава и формации бурых глин Приморья, а также широкое развитие травянистой растительности, существенно изменившей условия плоскостной денудации.

Начало плиоцена ознаменовалось фазой тектогенеза, вызвавшей образование широких и пологих складок в миоценовых отложениях, интенсивные поднятия в горных районах и прогибания в депрессиях. Эти движения сопровождались излияниями основных эффузивов и образованием плато и вулканов гавайского типа. Наиболее интенсивные движения происходили в системах хребтов Станового — Джугджур, Тукурингра — Джагды, Ям-Алинь, Буреинского и Сихотэ-Алинь. По окраинам некоторых депрессий (Амуро-Зейской, Средне-Амурской и других) продолжалось, однако, формирование поверхностей денудационного выравнивания с корой выветривания указанного выше состава (Животовская, 1956; Чемеков, 1959). В Амуро-Зейской и Верхне-Зейской впадинах погружения были менее значительными и менее дифференцированными, чем в Средне-Амурской, где мощность предположительно плиоценовых осадков больше, чем в первых. Результатом погружений в этих впадинах явилось образование низменных аккумулятивных равнин.

В начале четвертичного периода произошло крупное региональное поднятие восточной окраины Азиатского материка. Поднятиями были охвачены Верхне-Зейская и Амуро-Зейская впадины после отложения верхних горизонтов белогорской свиты, завершившегося в первой половине четвертичного периода. Аккумуляция сменилась здесь процессами глубинной и боковой эрозии и выносом осадков. Однако в депрессиях Нижнего Приамурья продолжались процессы погружения и формирования довольно мощной толщи песков.

Поднятия в горных районах имели прерывистый характер и обусловили образование серии высоких речных террас. На Сихотэ-Алине восходящие движения сопровождались оживлением старых и созданием новых разломов, излияниями основных эффузивов и образованием вулканогенных плато.

Тектонические движения в Нижнем Приамурье имели унаследованный характер: в депрессиях происходили погружения, в горных районах — поднятия. Между областями поднятий и погружений в слабо активных в тектоническом отношении зонах формировались денудационные поверхности и аллювиально-пролювиальные равнины. По окраинам Верхне-Зейской и Амуро-Зейской впадин, до которых еще не дошла

http://jurassic.ru/

регрессивная эрозия, продолжалось дальнейшее развитие поверхностей денудационного выравнивания.

Климат начала раннечетвертичной эпохи, холанское время, по данным Ю. Ф. Чемекова *, был более влажным и более холодным, чем в плиоцене, о чем свидетельствует постепенное исчезновение из растительности неогеновых реликтов на севере — тсуги, на юге — магнолии, ликвидамбара и др. Похолодание привело во второй половине раннечетвертичной эпохи (киранское время) к возникновению оледенения. Следы его обнаружены (Ю. Ф. Чемеков, 1959) на побережье Охотского моря в долине р. Кирана, в 6 *км* выше его устья, в виде морены мощностью 60—80 *м*. Исключительно сильная выветрелость материала, превышающая степень выветрелости среднечетвертичных морен, послужила причиной отнесения ее к раннечетвертичному времени. Это киранское оледенение имело, по-видимому, горно-долинный характер, о чем свидетельствуют условия залегания морены.

В раннечетвертичное время прекратился сток на юг из Амуро-Зейской и Средне-Амурской впадин и возникла р. пра-Амур. Можно предполагать, что она впадала в море, вероятно, через оз. Кизи. На севере существовала в виде самостоятельной реки р. пра-Амгунь, находившая выход в море в месте современного устья Амура или в районе Уло-Тывлинской равнины.

Среднечетвертичная эпоха началась межледниковьем (сидатунское время). Его климат был близким к современному или теплее его. Спорово-пыльцевые анализы свидетельствуют о господстве умеренно теплолюбивой хвойно-широколиственной тайги с большим количеством сосновых. Ухудшение климатических условий во второй половине описываемой эпохи привело к возникновению алданского оледенения (ям-алинское время). Следы его обнаружены на Алданском нагорье и в хребтах Становом и Джугджур в виде эрратических валунов, морен, ленточных глин и на восточном склоне хр. Ям-Алинь в виде морены на вершине возвышенности 874 *м*. Возможно, что к ним относятся полуразрушенные кары нижнего яруса в хребтах Джугджур, Ям-Алинь, Сихотэ-Алинь. Описываемое оледенение имело «полупокровный» характер, т. е. представляло собой совокупность небольших покровов центральных частей горных систем и являлось максимальным для Дальнего Востока. Льды и фирновые скопления занимали не только речные долины, но и водоразделы. Это оледенение уничтожило почти везде следы более древнего оледенения, которые сохранились лишь в самых благоприятных условиях (как это наблюдается в устье р. Кирана). В свою очередь признаки описываемого оледенения в долинах рек были уничтожены последующими верхнечетвертичными оледенениями и речной деятельностью и сохранились только на водоразделах. Наблюдения показывают, что следы алданского (ям-алинского) оледенения заведомо древнее верхнечетвертичных аккумулятивных и скульптурных форм, но моложе киранского оледенения. Это определяет их возраст как среднечетвертичный. Во многих других районах СССР максимальное оледенение приурочено также к среднечетвертичной эпохе. В эту эпоху во впадинах Нижнего Приамурья существовали озера, следами которых являются реликты озерных равнин.

В течение среднечетвертичной эпохи продолжались колебательные тектонические движения суши, в результате которых происходили поднятия в горах и формирование среднего комплекса террас и опусканий

* Геохронологические подразделения четвертичного периода даются по материалам Ю. Ф. Чемекова (1959), эквивалентные соответствующим одноименным стратиграфическим подразделениям (горизонтам). Привязка их к подразделениям единой шкалы еще не вполне точна.

http://jurassic.ru/

в депрессиях. По всей вероятности, к этой эпохе относится перехват одним из нижних притоков р. пра-Амгуни нижнего течения р. пра-Амура, которая после этого стала впадать в Охотское море.

Климатические условия позднечетвертичной эпохи неоднократно менялись. Выделяются два верхнемежледниковья (Q_3^1 и Q_3^3), два верхнеледниковья (Q_3^2 и Q_3^4) и позднеледниковье. Климат межледниковых эпох был близок к современному или теплее, как об этом говорит наличие пыльцы широколиственных пород в позднечетвертичных отложениях северных районов, где они сейчас не произрастают. Как более древнее (муниканское), так и более молодое (селитканское) оледенения имели

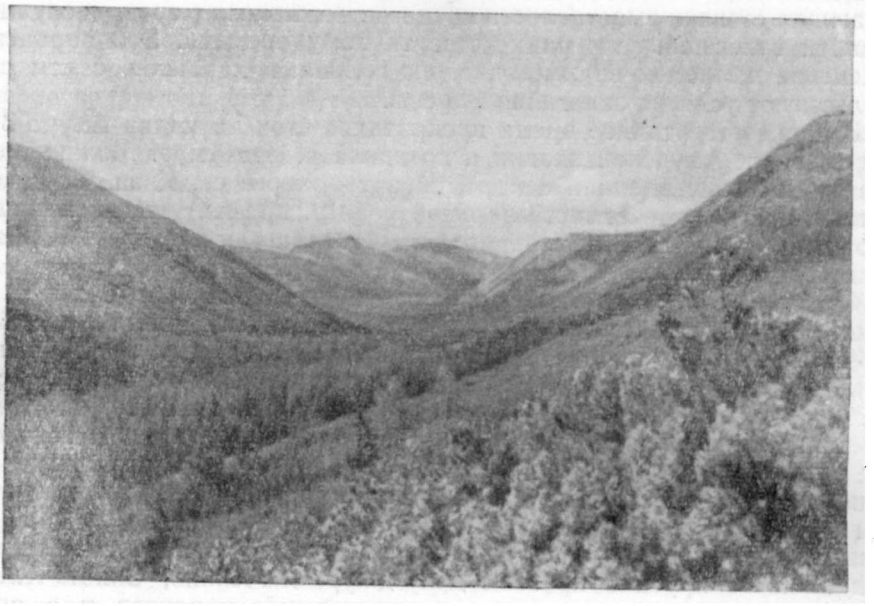


Рис. 129. Троговая долина в верховьях р. Коврижки (западный склон хр. Ям-Алинь). Фото Ю. Ф. Чемекова

горно-долинный и каровый характер. Следы их выражены в хребтах Становом, Джугджур, Прибрежном, Майском, Джугдыр, Тукурингра, Джагды, Ланском, Тайканском, Тыльском, Эзоп, Дуссе-Алинь, Ям-Алинь (рис. 129), Меванджа, Эткаль-Янканском, Буреинском, Турана, Баджальском, Сихотэ-Алинь. Длина ледников достигала до 40—60 *км* (в долинах рек Ундытына, Утука, Торома, Муникана и других). Снеговая линия располагалась на высотах от 600—700 *м* у берега Охотского моря; на восточном склоне хр. Прибрежного, повышаясь на запад до 1500—1600 *м* — на Сихотэ-Алине.

Тектонические движения в позднечетвертичную эпоху имели тот же характер, что и в среднечетвертичную, обусловив образование комплекса низких террас высотой от 10—15 до 4—6 *м*.

В позднечетвертичное время речная сеть приобрела черты, близкие к современным. По-видимому, к этому времени относится перехват рекой пра-Тугуром верхнего течения р. пра-Нимелена (р. Конин). План речной сети бассейна р. Зеи был подобен современному. Перехватам способствовали неоднократные изменения местных базисов эрозии в результате тектонических движений, а также периодически возникающие в депрессиях озерные бассейны, которые также изменяли местные базисы эрозии.

http://jurassic.ru/

К концу позднечетвертичной или началу современной эпохи относится послеледниковая охотская трансгрессия дальневосточных морей в пределы Западного Приохотья, вызвавшая ингрессию в устья рек восточного склона Сихотэ-Алиня. Она затопила древнюю субаэральную равнину у подножия хр. Прибрежного. Ею образованы 4—6-метровая морская терраса и современная лайда высотой 1—2 *м*. Трансгрессия возникла в результате погружения указанного участка окраины Азиатского материка, вызванного тектоническими движениями, и наложения на этот процесс эвстатической послеледниковой трансгрессии Тихого океана.

Потепление климата достигло максимума в течение тихоокеанского послеледникового голоценового климатического оптимума. В это время хвойно-широколиственные леса пришли на смену позднеледниковым березово-ольховым. Затем вновь наблюдается ухудшение климата, отмечаемое развитием в Нижнем Приамурье елово-пихтовой тайги, а в южных районах — кедрово-широколиственных лесов с господством корейского кедра. В горах продолжались поднятия, в депрессиях Нижнего Приамурья — слабые погружения. Для Верхне-Зейской и Амуро-Зейской впадин характерны слабые поднятия.

С рельефом и различными генетическими типами рыхлых отложений связаны многочисленные экзогенные месторождения полезных ископаемых. С горным рельефом и развитыми в его пределах аллювиальными, делювиальными и коллювиальными отложениями связаны россыпные месторождения золота, касситерита, ильменита, титаномагнетита, вольфрамита и т. д. С равнинным рельефом и развитыми в его пределах озерно-аллювиальными, аллювиальными, озерными, болотными типами отложений связан богатый комплекс полезных ископаемых. К четвертичным отложениям здесь приурочены многочисленные месторождения строительных материалов (кирпичные глины, песок, гравий, галька, минеральные краски), россыпные месторождения золота, крупные месторождения торфа, особенно в пределах равнин Нижнего Приамурья, бурые железняки, гидрогётиты, гидрогематиты и сидериты. С рыхлыми отложениями палеогена и неогена связаны многочисленные месторождения песков как сырья для термоизоляционного и конструктивного пенобетона, силикатного кирпича (пески зейской серии Амуро-Зейской впадины) и для стекольного производства, каолиновых глин — сырья для бумажной, керамической и металлургической промышленности, россыпей золота (в бассейне р. Зеи), диатомита (добавки в пуццолановый портланд-цемент), россыпей халцедоновых галек Амуро-Зейской депрессии (для поделочных изделий), бурых углей и лигнитов; возможны нахождения россыпей ильменита. С мезозойскими рыхлыми отложениями связаны крупные месторождения бурых углей. К денудационным типам рельефа и связанным с ними типам рыхлых отложений (поверхностям денудационного выравнивания и корам выветривания) приурочены месторождения каолиновых глин, россыпи золота, месторождения наиболее высококачественных минеральных красок. Технологические испытания кор выветривания на базальтах показали, что они пригодны для производства пуццолановых и сульфатостойких портландцементов в качестве активных минеральных дополнений.

http://jurassic.ru/

Глава IX

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Далеко не полная и не равномерная изученность обширной и сложнопостроенной территории Амурской области и Хабаровского края позволяет только в общих чертах изложить историю ее геологического развития.

1. Архейские породы Алданского щита, несмотря на глубокие изменения, которым они подверглись, могут быть отнесены к образованиям, отдаленно напоминающим геосинклинальные. По-видимому, в пределах архейских негативных структур накапливались мощные (до 18 000—20 000 *м*) терригенные и вулканогенные толщи. Первые, особенно такие породы, как кварциты иенгрской серии, произошли в результате размыва участков зарождения сиалической коры (литоплинтов, по Ю. К. Дзевановскому и Н. Г. Судовикову). Однако небольшая мощность сравнительно недавно возникшей земной коры обусловливала легкую доступность к поверхности основной магмы. Эффузивная деятельность приводила к образованию покровов эффузивов основного состава, преобразованных впоследствии в чарнокитовые породы тимптонской серии. Несомненно, что процесс формирования архейских структур был весьма сложный. По данным Ю. К. Дзевановского (1958), Л. П. Копаевича и Ю. Б. Казьмина (1961, 1963) и других исследователей, несогласия отмечаются между иенгрской и тимптонской и между тимптонской и джелтулинской сериями.

Складкообразовательные движения в позднем архее сопровождались внедрением основных и ультраосновных пород и гранитоидов. Последние создали обширные поля мигматитов. Несомненно, что архейские образования на территории Дальнего Востока занимали в далеком прошлом весьма значительное пространство и не исключено, что в позднем архее существовало единое сооружение, тесно связывающее археиды Сибири и Китайской платформы. В конце архея область Алданского щита была превращена в устойчивый массив, выступавший, начиная с раннего протерозоя, в виде консолидированной глыбы.

2. В послеархейское время на Дальнем Востоке произошло раздробление ранее созданной структуры и заложение крупнейших по протяженности и ширине раннепротерозойских подвижных областей. Структурный план протерозоид резко отличается от плана археид. Так, например, широтные или близкие к ним структуры протерозоид Становика-Джугджура «срезают» северо-западные структуры архея Алданского щита, что установлено при геологическом картировании и хорошо видно на картах аномального магнитного поля. Предполагается, что к началу протерозойской эры Алданский щит был приподнятой страной, откуда в расположенную к югу геосинклинальную область поступал в большом количестве кластический материал.

В бассейнах рек Нюкжи, Маи-Половинной и Джаны из-под раннепротерозойских образований, по-видимому, выступают архейские. Однако пока нигде в протерозое станового комплекса следов древнейших размывов неизвестно. Сейчас невозможно решить, является ли это свидетельством умеренности дифференцированных движений в раннем про-

http://jurassic.ru/

терозое (Смирнов, 1963) или же выделение архейских глыб следует считать ошибочным.

Особенности стратиграфии и петрологии станового комплекса (ритмичная слоистость, выдержанность пачек по простиранию) позволяет считать, что слагающие его породы образовались в результате регионального метаморфизма, проходившего в условиях амфиболитовой фации первичноосадочных и в меньшей степени вулканогенных отложений. Отмечается, что в составе пород комплекса в резко подчиненном количестве присутствуют мраморы и кварциты. Абсолютный возраст метаморфических серий станового комплекса по свинцу составляет 1700—1900 млн. лет.

В начале протерозоя на границе воздымающегося Алданского щита и прогибающейся Становой области заложилась зона Станового разлома (Копаевич, Казьмин, 1963). Эпоха раннего геосинклинального погружения ознаменовалась формированием интрузий габброидов и несколько позднее джугджурских анортозитов. Ряд исследователей (В. Н. Мошкин, М. И.Ициксон и др.) высказывают предположение, что ведущую роль в происхождении анортозитов и габбро-анортозитов играли процессы метасоматоза, развивавшегося в благоприятных условиях деятельности базитового фронта растворов вдоль мощнейших и протяженных зон дробления, ограничивающих с юга и юго-востока Алданский щит. Однако и внутренние части Становой области в ее современных границах в течение раннего протерозоя не оставались спокойными. Вдоль многочисленных разломов генерального близширотного простирания и по ряду диагональных разрывов происходило внедрение гранитоидов древнестанового комплекса, кварцевых диоритов токско-алгоминского комплекса и гранитоидов марагайского комплекса. К неоднократно возникавшим тектоническим кульминациям приурочивалось широкое развитие процессов складкообразования, ультраметаморфизма с обширными полями и зонами калиевого метасоматоза и мигматизации. Таким образом, Становая область в раннем протерозое явилась широчайшей ареной складчатых процессов, минерального преобразования и перекристаллизации. В дальнейшем после продолжительного периода относительного покоя она вновь неоднократно подвергалась процессам магматической регенерации.

3. После стабилизации «ранних протерозоид», которая произошла около 1600 млн. лет назад, структурный план рассматриваемой территории опять резко изменился. Появились области, где неметаморфизованные отложения впервые в истории земной коры образовали чехол, сохранивший свое первичное залегание до наших дней. Бассейны рек Учура и Маи представляли собой классический район чрезвычайно медленного платформенного осадкообразования в верхнем протерозое (синии). Судя по цифрам абсолютного возраста (Н. И. Полевая), за 1000 лет на платформе накапливалось в среднем 3,7 *м* осадков. Имевшие место перерывы в период накопления уянской, учурской, майской и уйской серий сопровождались несущественными, часто местными размывами. И если признать данные абсолютной геохронологии правильными, устанавливается, что мелкое эпиконтинентальное море, перекрывшее трансгрессивно в раннесинийское время метаморфический цоколь археид и ранних протерозоид юго-восточной окраины Алданского щита и Маймакано-Батомского поднятия в течение почти 900 млн. лет (!) сохраняло в общем малоподвижную береговую линию. Лишь восточнее меридиана пос. Нелькан располагался Юдомо-Майский прогиб, который, начиная с низов верхнего протерозоя (синия), занимал окраинное положение по отношению к Сибирской платформе.

http://jurassic.ru/

Магматические проявления верхнепротерозойского времени, известные в пограничных частях Сибирской платформы, приурочиваются по данным абсолютного возраста к двум эпохам — раннесинийской (1550 млн. лет) и позднесинийской (610—680 млн. лет). К первой из них относятся гипабиссальные, отчасти субвулканические интрузии улканского магматического комплекса (субщелочные и щелочные граниты и порфиры), ко второй — кольцевые интрузии ультраосновных — щелочных пород ингилийского магматического комплекса.

Восточнее Юдомо-Майского прогиба, по мнению В. М. Моралева (1962), располагалась позднекембрийская геосинклинальная область, а по построениям С. А. Музылева и М. И. Ициксона (1963) — весьма крупная платформенная структура. Учитывая мощное раздробление, имевшее место после протерозоя, существование огромной Уссуро-Охотской платформы представляется маловероятным.

К югу от приподнятой области протерозоид Становика-Джугджура располагается другой древний блок земной коры — Хингано-Буреинский, значительная часть которого в позднем докембрии погружалась под уровень моря. Фрагменты этих прогибов парагеосинклинального (или, по другой терминологии, миогеосинклинального) типа сохранились в различных частях обширного устойчивого блока земной коры, протягивавшегося от Аргуни до Среднего Приамурья (р. Урми). Этот блок, тяготеющий к Амуру, следует назвать «Палеоамурией». В упомянутых прогибах в позднем докембрии и раннем кембрии накопились мощные терригенные и карбонатные толщи, в том числе доломитовые и магнезитовые. В начале позднекембрийской эпохи существенное значение, по-видимому, имело накопление органического материала, о чем свидетельствуют мощные графитоносные толщи.

Между Становиком («Палеостановиком») и Палеоамурией в позднем докембрии заложилась весьма четко выраженная шовная геосинклинальная структура. Она прослеживается от Северо-Восточной Монголии в Восточное Забайкалье и далее через верховья р. Амура в хребты Тукурингра — Соктахан — Джагды к Шантарским островам. С севера ее ограничивает Монголо-Охотский, а с юга — Южно-Тукурингрский разломы. В Джагдинской шовной геосинклинали в позднем докембрии накопился весьма мощный (10—15 *км*) комплекс вулканогенных и морских осадков, преобразованных впоследствии в филлиты, аспидные и зеленые сланцы, преимущественно кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые.

Интенсивных движений между поздним докембрием и кембрием, заметно изменивших тектонический рельеф, не отмечается. В парагеосинклинальных прогибах Палеоамурии наблюдаются в позднекембрийское время следы размыва в мурандавской и мельгинской свитах. Более четко прослеживается несогласие между уйской серией и юдомской свитой и ее аналогами в юго-восточной части Сибирской платформы и в Юдомо-Майском прогибе. Именно к этому несогласию приурочивается внедрение ультраосновных щелочных интрузий. В Джагдинской шовной геосинклинали кембрийские и синийские отложения залегают, по-видимому, согласно.

К позднему протерозою и раннему кембрию на Дальнем Востоке приурочена важная эпоха образования железных и марганцевых руд и, возможно, фосфатов (месторождения железа и марганца Малого Хингана, железа в бассейне рек Гари и Уды). Эпоха среднего кембрия характеризуется продолжением карбонатного и терригенного осадконакопления на платформе и в парагеосинклиналях и мощных терригенно-кремнистых толщ, местами с основными и кислыми эффузивами — в геосинклинальных прогибах. На Туюн-Ниманском междуречье в сред-

http://jurassic.ru/

нем или позднем кембрии предполагается накопление грубообломочных толщ молассовой формации.

Движения, проявившиеся в конце раннекембрийской или в среднекембрийскую эпоху, обусловили резкую смену тектонического режима. В ряде районов Малого Хингана и в бассейнах рек Зеи и Буреи сформировались крупные массивы гранитоидов; в хр. Джагды с проявлением раннепалеозойских движений связывается внедрение «ингаглинских» интрузий гранитного состава. В позднем кембрии и ордовике огромная территория Палеоамурии превратилась в область воздымания. Только в Джагдинской шовной геосинклинали и в некоторых окраинных прогибах (Айкондя-Аянский) — в районах, характеризующихся устойчивыми движениями в ордовике, по-видимому, продолжалось осадконакопление.

4. С начала силура или местами, может быть, с конца ордовика к югу от Монголо-Охотского разлома произошла резкая перестройка тектонического рельефа. Палеоамурия перестала существовать как более или менее единая глыба. В ее составе выделились на востоке крупный Буреинский массив и выступы Мамынско-Селемджинский и Гонжинский. Интенсивное погружение силурийского времени охватило также восточную окраину Палеостановика. По-видимому, к этому времени приурочено заложение Сихотэ-Алинской геосинклинали.

В начальную стадию этих нисходящих движений с выровненной денудационными процессами и слабо приподнятой поверхностью Палеоамурии, сложенной кристаллическими породами, в новообразованный прогиб Верхнего Приамурья сносился преимущественно обломочный кварцевый материал, составивший впоследствии однородную толщу кварцитов омутнинской свиты. Восточнее в низах разреза преобладают аркозовые конгломераты, сменяемые к верху граувакками и глинистыми сланцами.

Ритмичное чередование песчаников и сланцев, наблюдаемое в Зейско-Селемджинском междуречье, по-видимому, являлось результатом колебательных движений, характерных для районов образования флишоидных толщ. Участие среди силурийских образований красноцветных пород (по рекам Мамыну и Норе), так же как и наличие остатков кораллов (в Майско-Охотском районе), по мнению А. Н. Криштофовича, может свидетельствовать о теплом климате силурийского времени.

Силурийское море в пределы Дальнего Востока, как показал анализ фауны (Е. А. Модзалевская), по-видимому, наступало с юга и юго-запада из районов Тувы и Северо-Восточной Монголии. Захватив Северо-Восточный Китай, оно через Юго-Восточное Забайкалье и верховья р. Амура распространилось в бассейны рек Зеи и Селемджи. Но в Западное Приохотье (Аянский район), судя по фауне, принадлежащей к Тихоокеанской зоогеографической провинции, силурийское море, по-видимому, проникало с юго-востока.

Максимум среднепалеозойского погружения относится к девонскому периоду и в особенности к ранне- и среднедевонской эпохам. В это время значительные части Буреинского массива и его выступов были покрыты морем. Если Верхнее Приамурье и расположенный к востоку от него Зейско-Селемджинский район можно в девоне (и силуре) отнести к области с миогеосинклинальным режимом, то в более северных районах Джагдинской шовной геосинклинали существенное значение имели подводные вулканические извержения. В восточной части Буреинского массива в девоне образовался окраинный Добринский прогиб, заполненный терригенными осадками. Возможность распространения девонских отложений еще дальше на восток в пределы

http://jurassic.ru/

Сихотэ-Алинской области большинством исследователей (Л. И. Красный, Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов, С. А. Салун и др.) расценивается положительно. Во всяком случае, широкое развитие девонских морских отложений на территориях, примыкающих к ней с запада (Кур-Урмийский и Гродековский районы), севера (Удско-Шантарский район) и юго-востока (Северо-Восточный Китай, Япония), позволяют предположить, что девон должен быть распространен под более молодыми толщами и в Сихотэ-Алине.

Восстанавливая географическую обстановку девонского периода, можно прийти к выводу, что морской бассейн этого времени распространялся на обширную территорию Дальнего Востока. В раннем девоне устанавливаются связи морей Тувы и Монголии с Верхним Приамурьем; в среднем — проникновение трансгрессии из Тихоокеанских областей; в позднем — влияние Тихоокеанской провинции продолжается, хотя и несколько уменьшается на западе Амурской области.

В девоне наметились благоприятные условия для образования марганцевых месторождений осадочного происхождения, приуроченных к горизонтам яшмовидных кремнистых сланцев, и связанных с ними эффузивов (Шантарские острова и побережье Тугурского залива).

Заключительные фазы среднепалеозойской складчатости, интенсивно проявившиеся на части территории Дальнего Востока, внесли значительные изменения в распределение морей и суши, существовавших в девонском периоде. Значительно сократились площади, занятые морскими бассейнами.

На границе девона и карбона и в раннем карбоне различаются дифференцированные движения в западной части Верхнего Приамурья, что подтверждается накоплением мощных пачек конгломератов в типаринской свите (турон и низы визе). Некоторые исследователи (Г. Ф. Олькин, А. И. Фрейдин) указывают на проявление складчатости, сопровождавшейся интрузивной деятельностью, на границе позднего девона и раннего карбона, а также, по-видимому, в послеранневизейское время. Имеется мнение о широком проявлении среднепалеозойского (поздний девон — ранний карбон) интрузивного и континентального эффузивного магматизма в восточной части Буреинского массива.

В Западном Приохотье столь резких изменений в палеогеографической обстановке не наблюдается. Однако и здесь фациальный состав отложений заметно изменился. Кремнисто-вулканогенные отложения позднего девона сменились здесь терригенными и кремнисто-терригенными. Местами (побережье Тугурского залива, район Аяна) в карбоне появляются обильные растительные остатки.

5. В каменноугольное и пермское время в пределах Сихотэ-Алинской геосинклинальной области существовали значительные по своим размерам прогибы, в которых имела место интенсивная подводная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся накоплением спилитов, порфиритов, диабазов и их туфов и кремнистых пород (яшмы, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы). К этой эпохе приурочены марганцеворудные проявления Ванданского хребта. В каменноугольное (и раннепермское) время вдоль разломов глубинного типа происходило перемещение различных блоков и существовал сложный тектонический рельеф. О значительной амплитуде и быстрых изменениях знака тектонических движений свидетельствует интенсивный размыв эффузивных и туфогенных толщ, следствием которого явилось формирование мощных граувакковых пачек, переслаивающихся с эффузивными и кремнистыми толщами, и присутствие в разрезе рифогенных известняков, возможно приуроченных к узким поднятиям (Кордильерам).

http://jurassic.ru/

Каменноугольные — нижнепермские отложения Сихотэ-Алинской геосинклинальной области образуют единый седиментационный цикл. Обстановка, существовавшая в течение карбона и ранней перми на этой территории, несколько напоминает вулканический архипелаг типа современных островных дуг. Эта обстановка в специфических условиях дальневосточных геосинклиналей характерна не только для самой ранней эпохи развития геосинклинальных областей, но и сохраняется (постоянно ослабевая) в течение длительного времени. М. Т. Турбиным и В. Ф. Сиговым установлено, что Джагдинская шовная геосинклиналь и в пермский период находилась в области нисходящих движений, что обусловливало палеогеографические связи Верхояно-Колымской и западных районов Монголо-Охотской геосинклинальных областей.

Как упоминалось выше, в раннепермскую эпоху во внутренних геосинклинальных прогибах Сихотэ-Алинской геосинклинальной области продолжались нисходящие движения, имевшие место в карбоне. Тот же режим и в тех же зонах охватил, по-видимому, и позднюю пермь. Так, например, в районе ст. Сельгон (восточное крыло Ванданского антиклинория) и по р. Кабули (восточное крыло Центрально-Сихотэ-Алиньского антиклинория) известны мощные верхнепермские отложения по своему формационному типу (терригенно-кремнисто-спилитовая формация), сходные с нижележащими каменноугольными. Только в районах, прилегающих к окраинам крупных стабилизированных структур (Буреинский массив и связанное с ним Сынчугинское поднятие), в предверхнепермское время фиксируются воздымания с выпадением из разреза части перми. К этому времени, возможно, приурочены пермские гранитоидные интрузии бассейна р. Урми. Нижняя возрастная граница этих интрузий определяется активным контактом их со среднедевонскими и каменноугольными породами, а верхняя — трансгрессивным залеганием на них базальных конгломератов верхней перми. В окраинных прогибах Буреинского и, по-видимому, Ханкайского массивов верхнепермские отложения представлены преимущественно грубообломочными, до валунных конгломератов, породами. Их литологический состав, совместное нахождение фауны и флоры и другие признаки указывают на мелководные условия осадконакопления вблизи береговой линии. Областью разрушения в это время были, по данным А. П. Глушкова, древние складчатые сооружения — синийско-кембрийские и более древние Малого Хингана и Буреинского хребта. В пограничной береговой зоне между Буреинским массивом и окраинным прогибом, вероятно, находились цепочки вулканов. Это доказывается обильными пачками туффитов, заключенных главным образом в средней части разреза верхней перми, а также скоплениями гальки эффузивов в верхнепермских конгломератах.

Вопрос о времени формирования позднепалеозойских складчатых структур и их значении в общей мезозойской структуре остается дискуссионным. Л. И. Красный, следуя за Н. А. Беляевским и другими, выделяет области позднепалеозойской (раннетриасовой?) складчатости в пределах Ванданского, Ниланского и Центрально-Сихотэ-Алиньского антиклинориев. А. И. Савченко и В. И. Сухов склоняются к мнению о самостоятельном значении предверхнепермских складчатых движений.

6 В раннем мезозое, по-видимому, значительные территории Сихотэ-Алинской области были приподняты и на их окраинах происходило накопление наземных вулканогенных толщ (верховье рек Ургала, Умальты). В Буреинском массиве в это время по ослабленным зонам северо-восточного направления внедрились гранитоиды харинского комплекса.

http://jurassic.ru/

До недавнего времени предполагалось, что на ранний и средний триас по всей территории Дальнего Востока (за исключением Южного Приморья) падает седиментационная пауза. Представлялось вероятным, что завершение позднепалеозойского цикла складчатости происходило в начале триаса, так как известная в некоторых районах фауна фораминифер (реки Сельгон, Кабули) характерна для самой поздней перми. Но исследования В. В. Шиханова в хр. Соктахан и В. В. Бобылева в хр. Чурки показали наличие в крае нижне-среднетриасовых отложений. Имеются данные о наличии нижнего и среднего триаса в бассейне Шевли (район Фактории). Это позволило А. И. Савченко, С. А. Салуну, В. В. Бобылеву и Е. Б. Бельтеневу высказать мысль об отсутствии тектонических движений на рубеже палеозоя и мезозоя и считать вероятным продолжение геосинклинального погружения в течение раннего и среднего триаса. По их представлению, нижне-среднетриасовые геосинклинальные осадки терригенного и вулканогенно-кремнистого состава широко развиты в хребтах Вандан и Северном Сихотэ-Алине и именно через эти области осуществлялась связь раннемезозойских морских бассейнов Южного Приморья и Чуркинского района. Однако возможно, что накопление мелководных нижнетриасовых терригенных отложений ограничивалось лишь областью окраинных прогибов (Чуркинский, Даубихинский), обрамлявших с востока Буреинский и Уссури-Ханкайский массивы, а также Джагдинской шовной геосинклиналью, принадлежащей уже к Охотской ветви Монголо-Охотской области. В этой ветви в позднем триасе и юре накопилась мощная (до 6 *км* в Верхнем Приамурье) толща терригенных морских осадков.

После проявления раннемезозойских тектонических движений, с которыми, возможно, связано внедрение гранитов харинского комплекса, в прогибах Сихотэ-Алиньской геосинклинальной области в позднем триасе (карнийский и норийский века) и ранней юре (геттангский и синемюрский века) возобновилось геосинклинальное погружение вдоль зон глубинных разломов и создалась обстановка с четко выраженным подводным вулканизмом, близкая к позднепалеозойской. Такая регенерация условий осадочно-вулканогенной седиментации с существенным участием кремнисто-спилитовых толщ является характерной чертой Притихоокеанских структур (Красный, Жамойда, Моисеева, 1961). Можно предполагать, что бассейны седиментации позднетриасового времени были ограничены возникшими поднятиями; Ванданским, Центрально-Сихотэ-Алиньским и в меньшей степени Ниланским.

Данные о верхнетриасовых отложениях Сихотэ-Алиньской геосинклинальной области, выходящих на поверхность в узких зонах на стыках антиклинориев и синклинориев, весьма ограниченны. Анализ, проведенный Ю. Я. Громовым, показал, что в прогибах, обрамляющих Центрально-Сихотэ-Алиньское поднятие, верхнетриасовые отложения несколько отличаются по фациальному составу и мощностям. В осевой части Восточно-Сихотэ-Алиньского прогиба преобладают терригенно-карбонатные и терригенно-кремнистые толщи, а в северной его зоне, вблизи Центрально-Сихотэ-Алиньского разлома, широкое развитие получают фаунистически не доказанные кремнистые и эффузивно-кремнистые образования. Полных разрезов здесь неизвестно, поэтому приводимые разными исследователями данные о мощности (4600—4500 *м*), условно верхнего триаса, или верхнего триаса — нижней юры, не могут служить указанием о «некомпенсированности» прогиба (Ю. Я. Громов).

На окраине позднепалеозойского поднятия, вблизи г. Хабаровска, верхнетриасовые отложения состоят из кремнистых сланцев и яшм с прослоями кремнисто-глинистых и глинистых сланцев и линз рифогенных (?) известняков. В этих толщах весьма существенное участие

http://jurassic.ru/

принимают основные эффузивы и их туфы — спилиты, диабазовые порфириты. Общая мощность верхнетриасовых отложений здесь достигает 2000—2500 *м*. Таким образом, позднетриасовая трансгрессия, начавшаяся в карнийском или конце ладинского века и расширившаяся в норийское время, охватила значительную территорию Сихотэ-Алиньской геосинклинальной области. Она распространялась и на сопредельные части Буреинского массива, где в локальных впадинах накапливались терригенные верхнетриасовые отложения. Можно предполагать, что отдельные фрагменты этого массива, расположенные вдоль крупных региональных разломов, обрамлявших узкие поднятия, например Тастахский разлом вдоль Чагдомынского поднятия, были довольно глубоко опущены. Так, в верхнем течении р. Буреи общая мощность верхнего триаса (карнийский и норийский ярусы) составляет 2000—3000 *м*. Установлено, что среди терригенных пород — конгломератов, песчаников, алевролитов, здесь присутствуют мощные пачки (до 400 *м*) кремнисто-вулканогенных пород. По литолого-фациальной обстановке осадконакопления позднетриасовые образования Сихотэ-Алиньской области существенно отличаются от таковых в Монголо-Охотской.

В Верхнеамурском и Буреинском прогибах и в прогибах Джагдинской шовной геосинклинали Монголо-Охотской области в ранней юре, так же как и в позднем триасе, продолжали накапливаться толщи глинистых осадков и песчаников. В Западном Приохотье на ранний лейас падает, по-видимому, седиментационная пауза, так как разрез юры здесь начинается с плинсбахского яруса.

Предполагается, что в Сихотэ-Алиньской области осадконакопление происходило непрерывно от позднего триаса до низов лейаса, доказательством чему служит присутствие нижнелейасовой фауны в Киселевском районе, в верховьях Урми, в Тырминском и Гуджикском прогибах. Поднятия в этой области на значительной территории предшествовали накоплению среднелейасовых отложений. Наблюдающееся трансгрессивное залегание условно средне- или верхнелейасовых отложений на более древних породах, на первый взгляд, подтверждают эту широко распространенную (А. И. Савченко, С. А. Салун) точку зрения. Однако редкость находок остатков фауны в нижней юре и полное их отсутствие в базальных слоях соответствующих отложений не позволяют считать это мнение твердо доказанным. Имеются данные, что литолого-фациальный состав раннеюрских или позднетриасовых — раннеюрских отложений в зонах узких приразломных прогибов, например вдоль Амурского и Центрально-Сихотэ-Алиньского разломов, весьма близок (джаурская свита).

7. Трансгрессия позднелейасового—раннедоггерского (существенно тоар-ааленского) моря распространилась, по-видимому, не только на области, в настоящее время выделяемые как синклинории, но и на окраины смежных антиклинориев. Однако, как упоминалось выше, литолого-фациальный состав юрских отложений в опущенных частях поднятий отличается большей грубозернистостью осадков, накапливавшихся, по-видимому, в мелководных заливах юрского моря по соседству с поднимающейся сушей. К востоку от Ванданского и Ниланского антиклинориев, выступающих в юрское время в качестве поднятий, находился сравнительно широкий прогиб, где происходило в течение почти всего юрского периода накопление терригенных осадков.

Более сложная обстановка, по-видимому, существовала в Восточно-Сихотэ-Алиньском прогибе. Анализ мощностей отложений и фаций, произведенный Ю. Я. Громовым, показал, что северо-западный борт прогиба, обращенный к центральному поднятию, сложенному палеозоем, более крутой, чем юго-западный. Намечается общее погружение

http://jurassic.ru/

этого прогиба на северо-восток. В этом направлении происходит замещение грубообломочных отложений песчано-сланцевыми, а затем существенно глинистыми и кремнисто-вулканогенными. Так, в верховьях рек Имана и Бикина и в бассейне р. Арму к нижней и средней юре относится мощная толща песчаников и глинистых сланцев, а в бассейнах Анюя, Джаура и Хунгари одновозрастные толщи представлены глинистыми сланцами, кремнистыми породами и основными эффузивами (спилиты, диабазовые порфириты и их туфы).

Роль среднеюрского седиментационного перерыва доказывается отсутствием фаунистически документированного байоса и бата. Условно среднеюрские (или нижняя — средняя юра нерасчлененные) отложения выделяются многими геологами в Амгунском, Горинском и Восточно-Сихотэ-Алиньском синклинориях. Отложения этого возраста имеют мощность 1800—3000 *м* и представлены главным образом песчаниками и алевролитами с резко подчиненными прослоями конгломератов, кремнистых сланцев и основных эффузивов и их туфов. Достоверные данные о проявлении юрского и, в частности, среднеюрского магматизма имеются лишь на территории Чагдомынского поднятия, о чем можно судить по наличию в терригенных осадках юры восточной окраины Буреинского прогиба довольно мощных пластов кислых эффузивов и их туфов. Хотя среднеюрские поднятия и магматические проявления в Сихотэ-Алиньской области несомненны, значение их иногда преувеличивается. Так, А. И. Савченко предполагает, что к этому времени приурочивается инверсия геосинклинальной области, сопровождаемая складчатыми движениями. Следует заметить, что и предпозднетриасовые движения, хотя и были более существенны, чем среднеюрские, но и они не привели к общей инверсии.

В позднеюрскую эпоху возобновилось погружение в геосинклинальных прогибах. Вероятно, что в Амгунском и Горинском прогибах области седиментации не только не сократились, а местами и расширились, свидетельством чего служит накопление терригенных и кремнистых и местами кремнисто-вулканогенных толщ. В Горинском синклинории суммарная мощность верхнеюрских отложений (силинская и падалинская свиты) достигает 3000 *м*. Ю. Я. Громов считает, что в поздней юре Восточно-Сихотэ-Алиньский прогиб несколько сократился и переместился на восток за счет расширения Центрально-Сихотэ-Алиньского поднятия, о чем свидетельствует обилие грубообломочных отложений верхней юры в верхнем течении р. Бикина.

8. Итак, начиная с поздней юры, на территории Амурской области и в западных и северных районах Хабаровского края нисходящие движения заменяются восходящими. В мелу поднятия уже охватили бо́льшую часть Монголо-Охотской складчатой области. Процессы миграции прогибов отмечаются в Верхнем Приамурье, Амуро-Зейском районе и Буреинском бассейне.

Происходит постепенная смена морского режима континентальным. Вначале пресноводно-континентальные толщи почти не содержат грубообломочного материала, но чем выше по разрезу, тем чаще и мощнее становятся прослои конгломератов. Происходит неуклонное нарастание абсолютной величины поднятий.

Отмирание геосинклинального режима в Верхне-Амурском прогибе, ограниченном с юго-востока Гонжинским выступом, шло в направлении с севера на юг. После завершения главной фазы складкообразовательных движений в условиях все еще интенсивного проседания отдельных участков земной коры, вблизи современной долины р. Амура накапливалась сравнительно мощная (4700 *м*) верхнеюрско-нижнемеловая пресноводно-континентальная толща, состоящая в нижней части из

http://jurassic.ru/

сравнительно тонкокластических осадков (осежинская и толбузинская свиты) и в верхней — из грубокластических осадков (перемыкинская свита). Вверх по разрезу пресноводно-континентальная толща сменяется вулканогенно-терригенной (талданской) существенно андезитового и андезито-дацитового состава. Более молодая толща вулканитов небольшой мощности, залегающая несогласно на предыдущей, имеет уже кислый состав (липариты, фельзитовые порфиры). К юго-востоку от Гонжинского выступа существенно континентальный режим устанавливается в конце юры в раннем мелу, где накапливаются пресноводные отложения аякской, депской и молчанской свит и местами вулканогенные толщи.

Иные геологические события происходили в расположенной к юго-востоку межгорной Амуро-Зейской впадине *, которая была заложена в конце позднеюрской эпохи.

Наличие континентальной верхней юры предполагается здесь в центральных, наиболее погруженных участках впадины. Оживление к концу юры тектонической деятельности привело к активизации древних и образованию новых разломов, по которым осуществлялось блоковое опускание фундамента, сопровождавшееся накоплением нижнемеловых осадочно-вулканогенных (пермыкинская свита) и вулканогенных образований (талданская свита и толща кислых эффузивов).

Во второй половине раннего мела наблюдается затухание процессов осадконакопления, которое возобновилось снова лишь в альбе. К этому времени на территории Амуро-Зейской впадины образовалось несколько крупных сообщающихся между собой пресноводных (реже солоноватоводных) бассейнов, в которые с окружающих горных массивов (хребты Турана, Мал. Хинган, Бол. Хинган) приносилось большое количество терригенного материала. С альба по сеноман в этих бассейнах происходило накопление осадков завитинской свиты. В течение альб-сеноманского времени границы возникших бассейнов постепенно расширялись, что подтверждается более широким распространением верхних горизонтов свиты. В сеноманском веке возник единый крупный бассейн, который, по мнению В. Б. Оленина и других, имел в это время локальную связь с бассейном впадины Сунляо. Соединение было возможно по Суньускому грабенообразному прогибу, выделяющемуся между Лермонтовским прогибом Амуро-Зейской впадины и прогибом Далай во впадине Сунляо. Данные, основанные на новейших находках фауны и микрофауны, показывают, что в сеномане сюда с юга распространилось эпиконтинентальное море. К концу сеномана наблюдается значительное ослабление тектонических движений. В связи с этим в окружающих впадину районах происходит формирование красноцветной коры выветривания, переотложенные продукты которой фиксируются в виде пестроцветных глин, наблюдающихся в верхах завитинской свиты (альб — сеноман).

В позднесенонское время (маастрихт) произошло новое прогибание фундамента впадины и накопление отложений цагаянской свиты. В отличие от предыдущих этапов развития в конце позднего мела отсутствовала резкая дифференциация впадины на погружения и поднятия, и вся территория, за исключением площади Амуро-Зейского водораздела, представляла собой область нисходящих движений. Основная масса обломочного материала приносилась со стороны Буреинского массива, о чем свидетельствует наблюдающееся в составе цагаянских отложений уменьшение роли грубообломочного материала с севе-

* История геологического развития Амуро-Зейской впадины написана Н. П. Карабановым.

http://jurassic.ru/

ро-востока на юго-запад. Теплый влажный климат этого времени способствовал интенсивному угленакоплению. К началу палеоцена на площади Амуро-Зейской впадины процессы осадконакопления закончились и вся территория впадины представляла собой слегка приподнятую выровненную страну.

В относительно хорошо изученном Буреинском бассейне отмечается миграция прогибов с востока на запад. Здесь отчетливо устанавливается приуроченность меловых нисходящих движений к западному борту Буреинского прогиба. В самом конце юры и в мелу палеогеографическая обстановка резко изменилась — морской режим сменился пресноводно-континентальным. Так же, как и в Верхнем Приамурье, грубозернистые отложения в заметном количестве появляются в верхах разреза (чемчукинская и особенно иорекская свиты), т. е. в аптском и альбском веках. Наличие в Буреинском бассейне альб-сеноманских слоев указывает на отсутствие сколько-нибудь контрастных тектонических движений на рубеже раннего и позднего мела.

Смена морских фаций озерно-континентальными в конце юры характерна и для Удского и Торомского прогибов Западного Приохотья. В валанжине только на небольшой территории Торомского прогиба континентальный режим в раннем мелу вновь сменился морским. Примерно в это же время в низовьях р. Уды и в Прибрежном хребте началась интенсивная вулканическая деятельность и образование мощных лавовых толщ в основном андезитового состава. В эпохи временного угасания вулканической активности в Удском прогибе происходило накопление галечников и песков с растительными остатками. Во впадинах и озерных котловинах северо-восточной части Западного Приохотья накапливались различные вулканокластические образования и лавы.

Палеогеографическая обстановка в Западном Приохотье и соседних с ним районах была довольно изменчивой. На юге и юго-востоке от него в сопредельных районах Нижнего Приамурья простирался обширный морской бассейн с весьма бедной органической жизнью. Дальше на север, в прибрежной части древнего континента действовали многочисленные вулканы. Вторая половина мелового периода ознаменовалась широким развитием вулканизма в пределах хребтов Ям-Алинь и Прибрежного. Итак, на флангах Охотской ветви Монголо-Охотской области, в Верхнем Приамурье и Западном Приохотье и в ряде других районов (сопряженные бассейны Тырмы — Буреи — Огоджи) в меловое время происходили сходные процессы образования континентальных в нижних частях угленосных и в верхних — вулканогенных толщ. В мелу продолжали свое развитие и некоторые узкие приразломные впадины, заложившиеся еще в юре на окраинах Джагдинской шовной зоны.

9. В позднем мезозое на обширной территории хребтов Становика и Джугджур закладывались или возобновлялись ранее существовавшие разломы, развивались приуроченные к ним зоны диафторированных пород, внедрялись крупные тела интрузивов — основного, умеренно кислого (гранодиоритового) и щелочного составов, возникали центры вулканической деятельности, имели место крупные сводовые и сводово-глыбовые воздымания и сопряженные с ними проседания. Часть исследователей активизацию Становой области ставит в связи с «... влиянием мощнейших тектонических процессов, происходивших в Монголо-Охотской геосинклинали» (Копаевич, Казьмин, 1963). В этом смысле они применяют термин «телеорогенные интрузии» по отношению к мезозойским интрузиям Становика. Более справедливыми представляются взгляды о независимости развития мезозойских тектоно-магматических явлений от соседних геосинклинальных областей.

http://jurassic.ru/

10. В Сихотэ-Алиньской геосинклинальной области только в западной ее части в окраинных зонах антиклинорных структур среднеюрские воздымания сократили бассейн седиментации, что частично сказалось здесь в поздней юре и, возможно, в самом начале мела. Менее устойчивые поднятия в это время, вероятно, находились в Центральном Сихотэ-Алине. В целом же структурный план позднеюрского времени в пределах прогибов рассматриваемой области сохранился. Валанжинское море охватило обширную территорию от Тором-Тугурского района до Южного Приморья. Западная граница его проходила по линии Амурского разлома на юге и Эворон-Чукчагирской депрессии на севере. На мелководность валанжинского моря указывает преобладание сравнительно однообразных песчаников и алевролитов, которые нередко обнаруживают ритмичность флишевого типа. Подчиненное значение в валанжине имели маломощные прослои кремнистых пород и основных эффузивов. Вблизи поднятий наблюдаются конгломераты.

Геосинклинальные прогибы открывались на восток и северо-восток и в этом направлении испытывали погружение, сопровождавшееся наращиванием мощностей осадочных толщ. В бортовых частях прогибов мощность валанжина составляет 1200—1300 *м*, в центральных достигает 4000—4500 *м*.

А. И. Савченко и другие исследователи указывают, что в верхних горизонтах валанжина Комсомольского района (пиванская свита) и Восточно-Сихотэ-Алиньского прогиба появляются пачки мощностью до 400—800 *м* в междуречье Хуту — Аты, мелкогалечных конгломератов, гравелитов и седиментационных брекчий, фиксирующих начинающееся воздымание этой территории.

Важной вехой в геологическом развитии Сихотэ-Алиньской геосинклинали явились послеваланжинские (готеривские) складчатые движения. С ними связывается внедрение многочисленных батолитоподобных интрузий хунгарийского комплекса (ранние фазы — ультраосновные и основные интрузии, поздние — биотитовые и двуслюдяные граниты), прорывающие в Северном Сихотэ-Алине фаунистически охарактеризованные валанжинские и более древние отложения и не оказывающие контактовых воздействий на баррем-альбские образования в Вяземском районе. Следствием этих движений явилось не только сужение областей седиментации, появление поднятий с расположенными среди них интрузиями, но и резкое изменение характера осадконакопления, а также оживление основных региональных разломов, иногда во второй половине раннего мела контролировавших заложение узких (шовных) глубоких геосинклинальных трогов. До готеривских движений в Северном Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье в течение юрско-валанжинского времени накапливалась мощная (до 10 000 *м*) толща флишоидных отложений с пачками вулканогенно-кремнистых осадков. В меловых (послеваланжинских) разрезах терригенные породы насыщены вулканическим материалом и по простиранию переходят в туфо-эффузивные, эффузивные и пресноводно-континентальные образования с признаками угленосности. Базальные слои морских баррем-альбских отложений почти повсеместно фиксируются конгломератами, иногда валунными, гравелитами и грубозернистыми песчаниками с растительными остатками. Морские бассейны, возникшие вновь на площади раннемеловых прогибов, смещались на восток. Усилившаяся дифференциация Сихотэ-Алинской геосинклинальной области во второй половине раннего мела дала первый толчок к возбуждению вулканической деятельности.

В баррем-альбское время осадконакопление в морских условиях установлено во многих районах, опоясывающих с запада, севера и во-

http://jurassic.ru/

стока Центральное Сихотэ-Алинское поднятие. В пределах последнего образования этого возраста представлены, по-видимому, эффузивными и пресноводно-континентальными отложениями. Терригенные осадки, содержащие морскую фауну, тесно ассоциируются с лавами, туфами, туфобрекчиями и туффитами. Вулканические продукты имели состав диабазовых и андезитовых порфиритов. По мнению З. П. Потаповой, вулканические извержения баррем-альбского времени могут быть отнесены к центральному типу. Они начались в подводных условиях, в мелководье и по мере роста вулканических построек продолжались уже в субаэральной обстановке.

В связи с дифференцированными движениями вдоль западной окраины Центрального Сихотэ-Алинского поднятия в зоне Западного Сихотэ-Алинского глубинного разлома, во второй половине раннего мела заложился асимметричный глубокий («шовный») геосинклинальный прогиб. Он протягивался параллельно Амуру и замыкался на юге в бассейне нижнего течения р. Бикина. В восточной, наиболее погруженной, части его осадки баррем-альбских отложений представлены внизу грубообломочной толщей, в средней части — терригенно-кремнистой толщей и в верхней — ритмичным чередованием песчаников и алевролитов. По данным Н. Ф. Смирнова, мощность барремского, аптского и альбского ярусов в Вяземском районе составляет не менее 8000 *м*. В восточной части прогиба мощность осадков этого возраста не превышает 2000—2500 *м* и они характеризуются частым чередованием пластов песчаников и алевролитов. В бассейне рек Хунгари и Тумнина она достигает 1500 *м*, а в Восточно-Сихотэ-Алинском прогибе составляет около 2000 *м*. В районах с наименьшей мощностью этих отложений наблюдаются наиболее грубообломочный состав осадков и слабая складчатость. На территории интенсивного прогибания осадки более тонкозернисты и дислоцированность их интенсивнее.

К западу от морских бассейнов, в пределах приподнятой к этому времени площади, готеривские движения выразились в образовании многочисленных разрывов и формировании наложенных впадин, выполненных вулканогенно-осадочными (холдоминская свита), туфо-эффузивными и пресноводно-континентальными (угленосными) отложениями ранне- и позднемелового возраста. По данным Б. И. Бурдэ и В. И. Сухова, зона региональных сбросов, с приуроченными к ней локальными впадинами протягивается от бассейна верхнего течения Кура до верховьев Горина. В зоне сочленения Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой области во вторую половину раннемеловой эпохи произошло излияние огромных масс эффузивов среднего и кислого состава, выполняющих Хингано-Олонойский прогиб. Далее на север вулканиты этого возраста протягиваются в виде почти непрерывной полосы через Чагдамынское поднятие до Умлекано-Огоджинской вулканогенной зоны. С проявлением раннемелового эффузивного магматизма связывается формирование близповерхностных интрузий гранодиоритового и гранитного состава на Малом Хингане и в других местах.

Прогибание Сихотэ-Алинской геосинклинали продолжалось до середины сенона включительно. Дифференцированные движения нередко приводили к тому, что в области сноса вовлекались не только антиклинорные структуры, но и синклинорные. В сенонском веке в пределах последних сохранились лишь узкие остаточные (позднегеосинклинальные) прогибы. На границе раннего и позднего мела складчатые движения не отмечаются.

В сеномане и туроне и, по-видимому, в раннем сеноне (коньякский век) в упомянутых выше остаточных прогибах, заключенных между

http://jurassic.ru/

поднятиями, накапливались преимущественно песчаниковые толщи или толщи флишевого типа (ритмичное чередование песчаников и туфогенных пород) общей мощностью до 3000 *м*. Эти прогибы тяготели к Амуру или районам северного погружения Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория. Не исключено сравнительно широкое их распространение вдоль осевой (или восточной) части Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба.

По данным В. Н. Верещагина, к раннему сенону (т. е. ко времени начала накопления удоминских отложений) после слабых предсенонских тектонических движений бассейн морского осадконакопления значительно уменьшился. Западная его граница, отмеченная базальными конгломератами, примерно совпадала с современной долиной Амура. На северо-западе она прошла восточнее оз. Удыль и достигала устья р. Амгуни. Именно эта эпоха замыкания остаточных позднегеосинклинальных прогибов с последующим объединением их с ранее стабилизированными частями в общую положительную структуру может считаться концом геосинклинальной стадии развития Сихотэ-Алинской подвижной области. Ясные следы вулканической активности находятся по всей площади распространения удоминской свиты (прослои туфов и туффитов порфиритового состава, переслаивающиеся с терригенными осадками). Позднесенонское время (кампан, возможно начало маастрихта) ознаменовалось мощными вулканическими извержениями.

11. Итак, отмирание геосинклинального режима (и формирование антиклинорных и синклинорных структур) шло постепенно. Частные инверсии охватывали значительные территории, превращавшиеся в складчатые зоны с внедрившимися интрузиями и характерной эндогенной минерализацией. Фазы тектогенеза относительно короткие приходились на среднюю юру и ранний мел. Некоторые исследователи (Г. М. Власов и др.) придерживаются мнения, что раннемеловые движения (примерно соответствующие невадским на западе США) имели в Сихотэ-Алиньской области весьма важное значение. Однако изложенные выше данные скорее свидетельствуют, что общей инверсии в общепринятом значении в рассматриваемой области не наблюдалось. Условно она падает на позднесенонское время, когда наступило общее преобладающее воздымание всей области завершенной складчатости. К этому (позднесенонскому) времени приурочена активизация разломов глубокого заложения и излияния вдоль них: сначала средних по составу, а затем кислых эффузивов и внедрение интрузий нижнеамурского интрузивного комплекса. С его последними фазами связано сложное редкометально-золотое оруденение.

Примером глыбовых подвижек позднесенонского времени, сопровождавшихся интенсивным вулканизмом, может служить зона современного Баджальского хребта. В «вулканической» впадине этого района мощность эффузивов и туфов достигает 2700—4300 *м*. Здесь, как и в других вулканических зонах, вулканогенные породы дислоцированы сравнительно слабо. Обычно они образуют брахиантиклинали и брахисинклинали с очень пологими 5—15° (редко 20—30°) углами падения крыльев. Только вблизи крупных разрывов наблюдаются крутые углы падения. Позднесенонские — датские вулканогенные толщи и прорывающие их интрузивы (мяо-чанский комплекс в Комсомольском районе и бачелазский — в Северном Сихотэ-Алине) в связи с приуроченностью к ним редкометальной и редкометально-полиметаллической минерализации наиболее хорошо изучены в Горинском синклинории. Здесь толща порфиритов, андезитов и их туфов и туфолав мощностью 500—550 *м* (амутская свита) с угловым несогласием залегает на раннемеловой холдоминской свите.

http://jurassic.ru/

12. На восточном склоне Сихотэ-Алиня (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс) позднесенонское — датское (или позднесенонское — палеоценовое) время характеризуется теми же особенностями. И здесь «вулканические прогибы», связанные с разломами, содержат толщи вулканитов мощностью до 700 *м*. Эти толщи создают специфическое магнитное поле, ось которого протягивается в виде узкой полосы шириной от 10 до 20 *км* вдоль окраины материка. По направлению на северо-восток Восточно-Сихотэ-Алинский (Приморский) «вулканический прогиб» несколько меняет свой состав. По сравнению с юго-западными его частями здесь уменьшается роль верхнемеловых кислых эффузивов и возрастает значение кайнозойских базальтовых и андезито-базальтовых излияний.

Учитывая размещение верхнемеловых и кайнозойских эффузивов на западном склоне Сихотэ-Алиня, в верхнем течении Тумнина и Приморском поясе, Ю. Я. Громов выдвинул идею о гигантском вулканическом овале, опоясывающем Сихотэ-Алинский мегаантиклинорий*. Такое размещение эффузивов этот исследователь объясняет воздыманиями блокового характера, осуществлявшимися по разломам, ограничивающим мегаантиклинорий. Вулканические процессы, создавшие толщу кислых пород верхов мела, принадлежали к центральному типу. Они отличались (Е. В. Быковская, З. П. Потапова) большой силой взрывов, в результате которых накопились значительные массы пирокластических пород (агломератовые туфы, туфобрекчии, туфы). Лавы появлялись на поверхности редко. Позднее, в палеоценовое время, произошло изменение состава изверженных вулканических продуктов. Новые извержения, также центрального типа, дали уже преимущественно продукты лавового характера существенно андезитового (редко андезито-дацитового и дацитового) состава. В приразломных впадинах в низовьях Амура и некоторых других районах наряду с упомянутыми эффузивами наблюдаются и осадочные, обычно слабо угленосные, толщи (верхняя часть маломихайловской свиты) общей мощностью 600—700 *м*.

Дислоцированность позднесеноман-датских (включая и палеоцен) вулканогенных толщ слабая и совпадает с характеристикой, данной выше для соответствующих толщ Баджальского района.

По данным Э. П. Изоха, В. В. Русса и других, к западу от Амурского разлома интрузии конца мелового периода входят в состав мяочанского комплекса (серии), а к востоку от него в пределах Северного Сихотэ-Алиня в районах, тяготеющих к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому, — к бачелазской серии. Характерной чертой пространственного размещения этих интрузий является их расположение в виде протяженных рядов, которые рассматриваются как проекции на земную поверхность систем разломов глубинного заложения или ответвляющихся от них трещин.

Естественно, что эти трещины встречают наиболее благоприятные условия в пределах уже стабилизированных структур. Поэтому, на примере Сихотэ-Алинской складчатой области можно наблюдать приуроченность подавляющего большинства интрузий к уже сформировавшимся послескладчатым структурам. В целом эпоху позднего мела — палеоцена можно охарактеризовать (по С. А. Салуну) как стадию широкого развития брахиформных структур, накопления вулканических образований порфировой формации и внедрения гранитоидных интрузий. Из последних, в добавление к высказанному, следует упомянуть об

---

* Термин, предложенный Н. А. Беляевским для послегеосинклинальной стадии развития Сихотэ-Алиня.

http://jurassic.ru/

интрузиях (сложных по составу от габбро до лейкократовых гранитов) верхнеудоминского комплекса. Они возможно синхронны образованию кислых вулканических толщ Западного Сихотэ-Алинского пояса (например, липарито-дациты, кварцевые порфиры, фельзиты бассейнов рек Немпту и Мухен — возможные аналоги богопольской свиты). По петрологическим особенностям верхнеудоминские интрузии сходны с породами мяо-чанской и бачелазской серий. Но расположены они преимущественно в окраинных (существенно в Приморской) зонах. Эти интрузии сопровождаются проявлением оловянного и оловянно-полиметаллического оруденения.

Подытоживая материал по истории геологического развития Сихотэ-Алинской геосинклинали, следует считать правильным мнение ряда геологов (А. И. Савченко и др.), что стабилизация ее началась со стороны Буреинского массива путем присоединения к нему территорий с геоантиклинальным развитием. В складчатость постепенно вовлекались все более и более молодые отложения. В результате геоантиклинали превращались в антиклинории, а геосинклинальные прогибы в связи с этим приобретали сначала характер как бы «остаточных прогибов», а после завершения складчатых процессов они становились синклинориями.

Лишь после массового проявления сенон-палеоценового магматизма кислого и частично среднего состава, охватившего значительную часть Хабаровского края, они превращались в обычные молодые платформенные структуры.

13.* В начале палеогенового осадконакопления территория Хабаровского края и Амурской области представляла собой приподнятую область, возвышенные участки которой подвергались интенсивной эрозии, пенепленизации, а в понижениях рельефа накапливался грубообломочный терригенный материал фаций конусов выноса, осыпей у подножий склонов и русел рек.

Характер осадконакопления в палеогеновое и неогеновое время на рассматриваемой территории отличался значительным разнообразием и зависел от того, в какой структурной зоне располагается тот или иной бассейн осадочной седиментации. В пределах Хабаровского края и Амурской области намечаются следующие зоны бассейнов палеогенового и неогенового осадконакопления: платформенная, внутренних прогибов и межгорных впадин, окраинного вулканогенного пояса.

В зависимости от структурного положения бассейнов осадочной седиментации, в палеогеновых и неогеновых осадочных накоплениях территории Хабаровского края и Амурской области в направлении от платформенной зоны бассейнов к геосинклинальной (в общем с запада на восток) прослеживается увеличение мощности, изменение их фациального состава и условий залегания.

В пределах Ушумунской и Зейско-Буреинской впадин мощность палеогеновых отложений не превышает 300—400 *м*. В зоне внутренних прогибов и межгорных впадин мощность их колеблется от 100 до 1000—1500 *м*, а в Оборо-Уссурийском грабеноподобном погружении, располагающемся к восточной окраине зоны, по данным сейсморазведки КМПВ, местами достигает 2500—2700 *м*. На территории Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса мощность палеогеновых и неогеновых отложений составляет 2000—3000 *м*. Как известно, далее на восток в прогибах геосинклинальной области (о-в Сахалин) мощность палеогена и неогена превышает 10 000 *м*.

---

* Раздел написан В. Г. Варнавским и Г. М. Власовым.

http://jurassic.ru/

В пределах платформенной зоны бассейнов палеогеновые и неогеновые отложения представлены пресноводными континентальными угленосными осадками. В зоне внутренних прогибов и межгорных впадин наряду с пресноводными континентальными осадками местами существенное значение приобретают отложения бассейнов с нормальной соленостью воды. Здесь заметную роль играют туфогенные и вулканогенные образования. И, наконец, в зоне прогиба окраинного вулканогенного пояса преимущественное значение приобретают вулканогенные образования с подчиненными континентальными осадочными породами.

Существенно изменяются в различных областях осадконакопление и характер залегания пород. Так, для платформенной части характерно практически горизонтальное или весьма пологоволнистое залегание слоев; в погружениях Средне-Амурской впадины зоны внутренних прогибов и межгорных впадин наряду с пологоволнистым залеганием слоев в прибортовых частях погружений отмечаются падения пород до 10—20°, а часто до 35—40°, палеогеновые и неогеновые отложения здесь рассечены дизъюнктивным нарушением типа крутопадающих сбросов и сдвигов. Амплитуды их обычно незначительные и в большинстве случаев не превышают нескольких или первых десятков метров. В зоне прогиба окраинного вулканогенного пояса еще более резко выражены складчатые структуры палеогеновых и неогеновых пород.

Если впадины платформенной зоны бассейнов осадконакопления формировались как наложенные структуры, то впадины и внутренние прогибы второй и третьей зоны приобретают все более четко выраженные черты унаследованного развития, подчиняясь основному направлению структур Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской складчатых областей.

Наряду с вышеуказанными отличительными особенностями в развитии палеогенового и неогенового осадконакопления на рассматриваемой территории имеются и сходные признаки, заключающиеся в том, что оно происходило во всех трех зонах в континентальных условиях гумидного климата в условиях блокового движения разновозрастного фундамента.

В платформенных условиях Амуро-Зейской и целого ряда других впадин палеогеновые и неогеновые отложения формировались на обширной озерно-аллювиальной равнине, на окраинах которой располагались вулканы.

Впадины, протягивающиеся вдоль рек Уссури и Амура (погружения Средне-Амурской впадины, Бикинская и, возможно, Удыльская впадины), а также, по-видимому, и Верхне-Зейскую впадину можно отнести к типу внутренних прогибов. Более мелкие участки развития палеогеновых и неогеновых отложений, располагающиеся в Сихотэ-Алине на различных гипсометрических отметках, представляли небольшие межгорные впадины, которые при последующих движениях были приподняты на ту или иную высоту. Часть из них, по-видимому, приурочена к широтным разломам. Формированию палеогеновых — неогеновых отложений здесь предшествовала длительная пенепленизация рельефа. Повышенные участки суши эродировались, в пониженных накапливались преимущественно мусорные породы фации конусов выноса, русловые и изредка озерные отложения. Осадконакопление во впадинах сопровождалось энергичной эффузивной деятельностью на их окраинах (эффузивы кузнецовской свиты).

14. Наиболее крупная Амуро-Зейская впадина на рубеже позднемелового и палеоценового времени была изолирована от влияния Тихого океана горными цепями. Теплый влажный климат, свойственный позднемеловой эпохе, резко изменился в сторону более засушливых усло-

http://jurassic.ru/

вий, что вызвало смену состава флоры и прекращения угленакопления. Формирование осадков (безугольных) в палеоцене происходило только в отдельных локальных участках, представляющих собой или пониженные заболоченные пространства (Кивда-Райчихинский район) или мульдообразные прогибы (Ивановский и Ерковецкий районы). К перерыву в осадконакоплении (между поздним палеоценом и ранним олигоценом) приурочены денудация и развитие кор выветривания каолинового типа. Незначительная активизация, особенно окраинных частей впадины, приходится на позднеолигоценовое — раннемиоценовое время, когда происходило накопление слабоугленосных осадков бузулинской свиты. Наибольшие мощности ее приурочены к северной периферической части впадины. В миоцене территория впадины вновь превратилась в область денудации, а климатические условия этого времени попрежнему благоприятствовали химическому выветриванию с образованием коры выветривания. В позднем миоцене произошли интенсивные тектонические движения, которые повлекли за собой размыв продуктов каолиновой коры выветривания и накопление аллювиальных и озерно-болотных отложений с лигнитами (сазанковская свита). Начиная с позднего миоцена, тектонические движения постепенно усиливались и достигли максимума в плиоцене (белогорская свита). Окружающие Амуро-Зейскую впадину горные сооружения испытывали интенсивные поднятия. По всей вероятности, к этому времени относится формирование горных хребтов Джагды и Тукурингра.

Энергичные блоковые подвижки в фундаменте обусловливали интенсивные погружения в пределах отдельных впадин и образование мелководных, но зачастую обширных по площади озерных водоемов. При этом в центральных частях погружений формируются преимущественно осадки озерных водоемов, а на окраинах — осадочные образования фаций русел рек и конусов выноса.

15. К концу эоцена и в раннем олигоцене в опускание вовлекаются новые площади в пределах Средне-Амурской впадины. Многие грабеноподобные погружения, особенно в южной части впадины, соединяются друг с другом. Контрастность рельефа уменьшается, озерные водоемы мелеют, зарастают, заболачиваются; образуются многочисленные пласты и пропластки бурого угля верхней угленосной толщи чернореченской свиты. Морфологически область осадконакопления в этот период представляла обширную низменную равнину с многочисленными мелководными озерами и болотами.

В позднем олигоцене происходит накопление озерно-аллювиальных осадков фаций открытого озера (бирофельдская свита). В этот период все погружения Средне-Амурской впадины, по-видимому, образовали обширный озерный водоем, в котором накапливались однородные илистые осадки. Местами широкое развитие получили планктонные организмы, богатые белками и жирами (сапропель), за счет которых на некоторых сопредельных территориях образовались битуминозные «сланцы» (Китай, Корея, Южное Приморье).

Слабые тектонические движения в начале миоцена обусловили местами небольшие несогласия (размывы) между палеогеновыми и вышележащими неогеновыми отложениями. В начале неогена формируются песчаные, изредка галечниковые отложения фаций русел рек; в озерных водоемах отлагаются илистые осадки, а в их прибрежных заболоченных участках и на обширных заболоченных поймах накапливается растительный материал — основа будущих пластов и пропластков бурого угля (угленосная толща ушумунской свиты). На окраинах Средне-Амурской впадины миоценовое осадконакопление сопровождалось вулканической деятельностью — излиянием лав и выбросом из

http://jurassic.ru/

жерл вулкана центрального типа массы пеплового материала (кизинская свита). Вулканическая деятельность на окраинах впадин, по-видимому, способствовала значительному увеличению концентраций кремнезема в озерах, обусловившему бурное развитие диатомовых водорослей и образование диатомитов и туфо-диатомитов.

Недостаток палеонтологических данных не позволяет установить время наиболее сильного развития вулканической деятельности. Она проявилась, вероятно, на рубеже среднего и верхнего миоцена (алеутская фаза тектогенеза).

Вслед за оживлением вулканической деятельности Средне-Амурская впадина, по всей вероятности, испытывает энергичное дифференцированное погружение, обусловившее накопление в погруженных областях грубообломочного плохо сортированного терригенного материала фаций русел рек, конусов выноса и подножий склонов, сменившихся выше по разрезу озерными отложениями (безугольная толща ушумунской свиты).

В начале плиоцена происходило энергичное воздымание областей сноса, интенсивное эродирование их и транспортировка большого количества грубообломочного материала в пониженные участки. В это время формируется почти 50-метровая песчано-галечниковая пачка, перекрытая позднее покровом плиоцен-древнечетвертичных базальтов.

16. Специфические условия существовали в палеогеновое и неогеновое время в пределах Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканогенного пояса. В этом поясе накапливались преимущественно вулканические породы. При общей мощности их местами до 2000—3000 *м* на долю осадочных пород, и то в значительной степени туфогенных, падает лишь несколько сотен метров. Отложение осадков в вулканогенном поясе происходило в отдельных межвулканических депрессиях. Часть депрессий представляла долины рек с отдельными котловинообразными расширениями. Кроме нормальных обломочных пород с бурыми углями, свойственных межгорным впадинам, для окраинного вулканогенного пояса характерно наличие слоев пепловых туфов, туффитов, диатомитов и опок.

Особенностью палеогеновых и неогеновых образований вулканического пояса является выдержанность вулканогенных толщ на большие расстояния вдоль простирания пояса. Довольно хорошо сопоставляются и несогласия, проявленные в различных районах пояса внутри палеогеновых и неогеновых толщ. Одно из них выражено размывом между базальтами и вышележащими эоцен-олигоценовыми угленосными отложениями, другое — залеганием с размывом и местами с угловым несогласием неогеновых грубообломочных толщ на палеогеновых отложениях. С тектоническими движениями в эоцене связано формирование комплекса разнообразных интрузий.

17. Большой интерес представляет четко проявлявшаяся в палеогеновое и неогеновое время ритмичность процессов осадконакопления и вулканизма, облегчающая сопоставление разрезов. На юге Приморья таких ритмов выделяется четыре (палеоценовый, эоцен-олигоценовый, нижне- и среднемиоценовый и верхнемиоцен-плиоценовый). Среди палеогеновых и неогеновых отложений Средне-Амурской впадины выделяется три верхних ритма. Нижний ритм, по всей вероятности, слагает наиболее погруженные и еще недостаточно изученные участки впадины.

Смена грубообломочных отложений тонкообломочными в верхней части ритмов отвечала периоду относительного выравнивания рельефа, связанному в свою очередь с ослаблением тектонических движений. Происходившие в последующем поднятия вызывали частичные размывы отложенных осадков, образование глубоких расколов, излияния по трещинам базальтовых лав. На эффузивах при последующем стабиль-

http://jurassic.ru/

ном положении суши развивались коры выветривания. При последующем опускании, компенсировавшемся отложением осадков, создавались благоприятные условия для угленакопления. В Южном Приморье, Восточном Сихотэ-Алине и Усть-Амурском вулканическом районе проявились три эпохи выравнивания палеогенового и неогенового рельефа, излияний основных эффузивов и образования кор выветривания: эоценовая (допозднеэоценовая), позднеолигоценовая — раннемиоценовая и позднеплиоценовая — раннечетвертичная.

Подошвы базальтовых толщ являются границами вулканических циклов, проявленных раскислением со временем вулканических продуктов. В палеогеново-неогеновое время выделяются три цикла: палеоцен-эоценовый, эоцен-олигоценовый и миоцен-плиоценовый (Власов, 1947).

Таким образом, границы крупных седиментационных геоморфологических и вулканических циклов совпадают. Это говорит о связи явлений вулканизма, седиментации, выравнивания с общими тектоническими причинами, именно — движениями в геосинклинальной области и на ее окраинах.

18. Работами А. Н. Криштофовича, М. И. Борсук, Т. Н. Байковской, М. А. Седовой, А. И. Мячиной и других для различных частей палеогеновой и неогеновой систем Дальнего Востока выделены характерные палеоботанические комплексы, указывающие на происходившие в палеогеновое и неогеновое время значительные климатические изменения.

Для палеоцена и эоцена характерна широколиственная флора с большим числом субтропических элементов (*Platanus, Magnolia, Trochodendroides* и др.). В спорово-пыльцевых комплексах, кроме указанных форм, присутствует значительное количество спор папоротниковых и пыльцы таксодиевых и сережкоцветных. Иногда, видимо, в периоды с более засушливыми условиями в палеоцене, раннем и среднем эоцене развивалась более ксерофитная, узколистная флора, типичным представителем которой является флора верхней части кивдинской свиты.

Позднеэоценовые — раннеолигоценовые комплексы отличаются чрезвычайным богатством и разнообразием флористического состава. Они соответствуют теплой влажной эпохе с очень благоприятными условиями для развития растительности и угленакопления. Среди растительных остатков обычны *Ulmus, Fagus, Quercus, Juglans* и другие лиственные породы. Характерно обилие пыльцы таксодиевых и широколиственных теплолюбивых пород. Отмечается присутствие пыльцы и лиственных остатков вечнозеленых элементов флоры — пальм, лавровых, протейных. Иногда в значительных количествах присутствуют споры папоротниковых.

Комплексы верхнего отдела олигоцена характеризуются отсутствием *Palmae, Cinnamomum, Proteaceae,* уменьшением количества *Ginkgo,* Taxodiaceae, некоторым уменьшением количества папоротников, особенно Polypodiaceae, *Osmunda,* увеличением количества хвойных и бука.

Характерные отличия имеет комплекс самого конца олигоцена и переходной эпохи к миоцену. В нем обильна пыльца хвойных, особенно ели, местами сосны. Много представителей умеренно теплолюбивых пород из группы сережкоцветных — ореховые, березовые, буковые, ильмовые, немного таксодиевых и разнообразных широколиственных пород.

В миоценово-раннеплиоценовых комплексах преобладают лиственные породы: ольха, дуб, бук, клен, липа. В небольших количествах встречается пыльца таксодиевых. Присутствует разнообразная пыльца

http://jurassic.ru/

Физико-географические условия четвертичного
(по Ю. Ф. Чеме

Период	Эпоха	Время	Климатические условия	Оледенения, трансгрессии и регрессии	Тектонические движения
Четвертичный	Современная	Дальневосточное	Близкие к современным	Тихоокеанская голоценовая трансгрессия, совпавшая с геократической трансгрессией Охотского моря	В горных районах, Верхне-Зейской и Амуро-Зейской депрессиях — слабые поднятия, в депрессиях Нижнего Приамурья — слабые погружения. Погружение западной части Охотского моря
		Тихоокеанское голоценовое	Более теплые, чем современные (климатический оптимум)		
		Мухенское	Холоднее современных		
	Верхнечетвертичная	Селитканское	Холоднее современных	Селитканское горно-долинное и каровое оледенения Регрессия	В горных районах — прерывистые поднятия, в депрессиях — погружения. И те и другие движения носили колебательный характер
		Второе тихоокеанское	Теплее современных (климатический оптимум)	Трансгрессия	
		Муникенское	Холоднее современных	Муниканское горно-долинное оледенение Регрессия	
		Первое тихоокеанское	Теплые (климатический оптимум)	Трансгрессия	
	Среднечетвертичная	Яма-алиньское	Холодные	Алданское полупокровное оледенение и оледенение типа ледников подножий	
		Сидатунское	Теплые (климатический оптимум)	?	
	Нижнечетвертичная	Киранское	Холодные	Киранское горно-долинное оледенение	Интенсивные поднятия в горных районах и погружения в депрессиях (сахалинская фаза геотектогенеза)
		Холанское	Теплее современных	?	
Неогеновый	Плиоценовая		Теплее, чем современные	?	

http://jurassic.ru/

Таблица 27

периода Приамурья и Западного Приохотья
кову, 1959)

Вулканизм	Формирование рельефа	Основные генетические типы осадков и связанный с ними комплекс полезных ископаемых
	Образование низкой и высокой пойм и местами первой террасы Формирование лайды первой морской террасы (4—6-метровой) и береговых валов и кос	Аллювиальные, морские, озерные, озерно-аллювиальные, делювиальные, коллювиальные, элювиальные, болотные отложения Аллювиальные, делювиальные, элювиальные россыпи полезных минералов; строительные материалы: кирпичные глины, песок, гравий, галька, минеральные краски; энергетическое топливо: промышленные месторождения торфа (Мухенское и др.)
Излияния базальтов	Формируется комплекс низких (от 4—8 по 15—20 *м*) террас В Сихотэ-Алине образуются плато, сложенные базальтами	Ледниковые, флювиогляциальные ? аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, болотные, делювиальные, коллювиальные, элювиальные, вулканогенные отложения. Морские отложения развиты ограниченно; в большинстве районов они скрыты под водами максимальной голоценовой трансгрессии Аллювиальные, делювиальные, элювиальные россыпи полезных минералов, стройматериалы (песок, гравий, галька, глина, минеральные краски, сырье для каменного литья)
?	В горах формируется средний комплекс террас высотой от 15—20 до 30—40 *м*. Продолжается расчленение и процессы денудации горного рельефа. В депрессиях образуются террасы и равнины высотой 10—40 *м*	Ледниковые, флювиогляциальные, аллювиальные, озерные, болотные, делювиальные, коллювиальные, элювиальные отложения Аллювиальные, делювиальные и элювиальные россыпи полезных минералов, месторождения различных строительных материалов
Излияния базальтов андезито-базальтов и андезитов. Извержения пирокластических материалов	Оформление горного рельефа в результате интенсивных поднятий в виде, близком к современному. Формирование комплекса высоких террас (40—70 *м* и выше). Образование лавовых плато, щитовидных вулканов и шлаковых конусов	Аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, болотные, ледниковые, вулканогенные, делювиальные, элювиальные, коллювиальные отложения Аллювиальные, делювиальные и элювиальные россыпи полезных минералов, месторождения строительных материалов (кирпичные глины, минеральные краски, песок, гравий, галька), огнеупорные глины, диатомиты, бурые железняки, лигниты

http://jurassic.ru/

травянистых растений. Дальнейшее изучение миоценовых флор, возможно, позволит выявить в миоцене резкие изменения климата, в частности — значительное потепление в раннем миоцене после позднеолигоценового похолодания.

Позднеплиоценовая растительность отличается сильным обеднением. Для нее характерно значительное количество тсуги, ели, сосны; то или иное количество березовых и единичная пыльца *Juglans, Liquidambar,* Taxodiaceae. Много пыльцы травянистых растений.

19.* В течение четвертичного периода размещение областей сноса и аккумуляции, а также условия формирования осадков подверглись значительным изменениям (табл. 27). Так, например, на территории западной части Охотского моря в течение раннепозднечетвертичной эпохи, по-видимому, существовала обширная равнина. Только крупные депрессии юга Дальнего Востока в течение всего четвертичного времени оставались областями аккумуляции и изучение их разрезов поэтому может дать наиболее полные материалы по стратиграфии рыхлых осадков.

В этом периоде климатические условия также неоднократно менялись от холодных до умеренно теплых, что обусловило чередование в разрезах межледниковых и ледниковых осадков. Изложенные материалы говорят о наличии на юге советского Дальнего Востока четырех оледенений: киранского — нижнечетвертичного, алданского — среднечетвертичного, являющегося, по-видимому, максимальным, и двух верхнечетвертичных: муниканского и селитканского. Последние три из них являются вероятными аналогами соответственно самаровского, говорящие о чередовании сухих и влажных эпох, однако они еще слабо изучены.

В пределах Дальнего Востока зафиксированы в течение позднечетвертичного — современного этапов следы по крайней мере трех трансгрессий. Две из них совпадают с позднечетвертичными межледниковьями, а последняя с послеледниковой эпохой. На материковом побережье Охотского и Японского морей пока достоверно известны следы лишь одной морской трансгрессии — первая морская терраса и лайда, которая относится к послеледниковому времени и имела, по-видимому, эвстатическое происхождение. Указания на наличие более высоких морских уровней не подтверждены палеонтологическими материалами и их морское происхождение не может поэтому считаться доказанным.

Вулканическая деятельность в течение четвертичного времени проявлялась как в виде извержений центрального типа (Синдинский и другие вулканы), так и, главным образом, в виде трещинных излияний лав основных эффузивов. Как те, так и другие приурочены к востоку южной части Хабаровского края и преимущественно к горной системе Сихотэ-Алиня. За неогеново-раннечетвертичным вулканическим циклом, по данным некоторых авторов (Плахотник, 1956), следовал позднечетвертичный цикл излияний основных эффузивов. Однако стратиграфическое положение последнего еще нельзя считать окончательно установленным.

---

* Раздел написан Ю. Ф. Чемековым.

http://jurassic.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Алексейчик С. Н. 1939. Геологические исследования на побережье Охотского моря. Отчет о деят. Нефт. геол.-разв. ин-та Л.—М. 1936.

Алексейчик С. Н. 1939. Геологическое строение и нефтеносность района среднего течения р. Маи (Аяно-Майский р-н ДВК). Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, нов. сер., вып. 2.

Амштутц Г. К. 1957. Гранитизация и минералообразование. Новости зарубежной геологии. Научно-техн. информ. ВСЕГЕИ, вып. 1.

Анерт Э. Э. 1911. Маршрутные геологические исследования в западной части бассейна верхнего течения р. Зеи. СПб.

Анерт Э. Э. 1911. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1910 г. в районе Хабаровск — Бурея. Геол. исслед. в золот. обл. Сибири (Амурско-Приморский золот. р-н), вып. 11.

Анерт Э. Э. 1912. Геологические исследования по обоим берегам реки Зеи от устья р. Депа до устья р. Селемджи. СПб.

Анисимов В. Р. 1958. Четвертичное оледенение хребта Эзоп. Сов. геол., № 4.

Арсеньев В. К. 1953. Сквозь тайгу. Географгиз. Атлас промышленности СССР, 1931, вып. 5, ч. 1. Природные условия СССР. Изд. Президиума ВСНХ СССР.

Арсентьев А. В. 1926. По вопросу о каменной соли по реке Иски близ г. Николаевска-на-Амуре. Матер. по геол. и полезн. ископ.

Афанасьев Г. Д. 1939. Петрографическое описание Приамурской части Малого Хингана. Геолого-петрографические исследования Малого Хингана. Тр. Дальневост. фил. АН СССР, сер. геол., т. 1.

Бабичев Е. А. 1962. О возрасте некоторых «древних» толщ Верхнего Приамурья. В кн. «Вопр. геол. строения и инж.-геол. характер. долины Верхнего Амура», МГУ.

Байковская Т. Н. 1950. Палеоценовая флора Зее-Буреинской равнины. Вопр. палеонтол., т. I, ЛГУ.

Байковская Т. Н. 1956. Верхнемеловые и третичные континентальные отложения Амурской области и их флора. Тез. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем ДВ. Хабаровск.

Байковская Т. Н. 1957. Верхнемеловые флоры Северной Азии. Палеоботаника, вып. 2.

Барт Т. 1956. Теоретическая петрология. Иностр. лит.

Бацевич Л. Ф. 1894. Матер. для изучения Амурского края в геологическом и горнопромышленном отношении.

Бевзенко П. Е. 1956. Магматизм и металлогения Буреинского рудного района. В кн. Матер. к I Всесоюзн. конфер. по геол. и металлог. Тихоокеан. рудн. пояса, АН СССР, вып. 2.

Бевзенко П. Е. 1958. Интрузивные породы северной части Верхне-Буреинского района и некоторые черты их металлоносности. В кн. «Тез. докл. из сессии Совета ДВ фил. АН СССР по итогам научн. исслед. за 1957 г.». Владивосток.

Бевзенко П. Е. 1960. Магматизм и металлогения Буреинского рудного района. В кн. Матер. к I Всесоюзн. конфер. по геол. и металлог. Тихоокеан. рудн. пояса, АН СССР, вып. 2. Владивосток.

Безруков П. Л. и Лисицын А. П. 1957. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время. Тр. комиссии по изуч. четвертичн. периода, АН СССР, вып. 13. Матер. к Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертичн. периода.

Белов И. В. 1951. Материалы по вулканизму южной Якутии. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 1, сер. геол.

Беляевский Н. А. 1951. Структурный шов Западного Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, т. 77, № 6.

Беляевский Н. А. 1955. О новых находках юрской и нижнемеловой фауны на Дальнем Востоке. Тр. ВСЕГЕИ. Матер. по геол. и полезн. ископ. ДВ.

Беляевский Н. А. 1955б. Геологическое положение офиолитовой серии Сихотэ-Алиня. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 2.

http://jurassic.ru/

Беляевский Н. А. 1956. Очерк геологии Приморья (Центральный и Южный Сихотэ-Алинь с прилегающими территориями). Матер. ВСЕГЕИ, геол. и полезн. иск. Вост. Сибири и ДВ, вып. 15.

Беляевский Н. А. 1958. Сихотэ-Алиньская складчатая область. В кн. «Геол. строение СССР», т. 3.

Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. 1955. Центральный Сихотэ-Алиньский структурный шов. Докл. АН СССР, т. 103, № 1.

Беляевский Н. А., Золотов М. Г., Красный Л. И., Нагибина М. С. 1956. Основные черты геологического строения южной части Дальнего Востока. Тез. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем ДВ.

Берг Л. С. 1938. Основы климатологии. Учпедгиз. Л.

Берсенев И. И., Морозова В. Ф., Салун С. А., Соколова П. Н., Сохин В. К. 1962. Новые данные по стратиграфии аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных четвертичных отложений Приморья и Среднего Приамурья. Сов. геол., № 9.

Билибин Ю. А. 1958. Избранные труды, т. 1. АН СССР.

Бобылев В. В. 1962. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и пермских отложений левобережья среднего течения р. Амура. Сов. геол., № 6.

Бобылев В. В. 1963. О девонских отложениях Кур-Урмийского междуречья (Среднее Приамурье). Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 39.

Бобылев В. В. и Левицкий Е. С. 1961. О первой находке нижнедевонских трилобитов в Кур-Урмийском междуречье (Среднее Приморье). Докл. АН СССР, т. 141, № 6.

Бобылев В. В., Салун С. А., Шевырев А. А. 1963. К открытию нижне- и среднетриасовых отложений в Среднем Приамурье. Докл. АН СССР, т. 149, № 1.

Богатков Н. М. 1957. О карсте на Малом Хингане. Вопр. географ. ДВ, сб. 3.

Богданов Н. А. 1960. Строение зоны глубинных разломов южного склона хребтов Тукурингра и Джагды. Бюлл. МОИП, т. 65, отд. геол., т. 35, вып. 2.

Богданович К. И. 1905. Геологический очерк западного побережья Охотского моря от Николаевска-на-Амуре до Охотска. Сб. памяти И. В. Мушкетова. СПб.

Боголюбский Н. С. 1876. Очерк Амурского края, южной части Приморской области и острова Сахалина в геологическом и горно-промышленном отношении. СПб.

Бодылевский В. И. 1957. Спорные вопросы стратиграфии юрских и меловых отложений Советской Арктики. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири.

Борсук М. И. 1948. Ископаемая флора третичных и верхнемеловых отложений Приамурья и стратиграфия их на основе палеоботанических данных. Изв. Гл. упр. геол. фондов, вып. 6.

Быков Г. Е. 1936. К стратиграфии осадочных отложений верхней части бассейна р. Зеи в связи с их угленосностью. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2—3.

Варенцов М. И. и др. 1962. Сравнительные характеристики тектоники и истории геологического развития Зея-Буреинской и других мезо-кайнозойских впадин советского Дальнего Востока и сопредельных областей Китайской Народной Республики. В кн. «Вопр. тектон. нефтегазоносн. обл.». М.

Варнавский В. Г. 1961. Геологическое строение и полезные ископаемые Хабаровского района. Сб. Приамурск. фил. Всесоюзн. географ. общ. АН СССР, вып. 1 (72).

Варфоломеева Э. Н. 1957. Древнее оледенение хребта Тардоки-Яни (северный Сихотэ-Алинь). Изв. ВГО, т. 89, вып. 6.

Васильев В. Г. 1962. Возможные нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. Новости нефт. и газ. техн., геол., № 1.

Вахрамеев В. А. 1957. Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время. В кн. «Вопр. палеогеограф. и биостратиграф». Госгеолтехиздат. М.

Вахрамеев В. А. 1958. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского прогиба. Региональная стратиграф. СССР, т. 3.

Вахрамеев В. А. 1960. Стратиграфия юрских и нижнемеловых отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока по данным палеоботаники. Сов. геол., № 7.

Вахрамеев В. А. и Донуденко М. П. 1961. Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии. АН СССР.

Верещагин В. Н. 1956. Схема стратиграфии меловых отложений Дальнего Востока. Тез. докл. на совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем ДВ. Хабаровск.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. и др. 1960. Возраст пегматитов станового комплекса. Геохимия, № 5.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступников Н. И. 1960. О возрасте горных пород Алданского щита.. Геохимия, № 7.

Воларович Г. П. 1939. Геологический очерк Малого Хингана. Геолого-петрографические исследования Малого Хингана. Тр. Дальне-Вост. фил. АН СССР, сер. геол., т. 1.

http://jurassic.ru/

Воларович Г. П. 1941. О типах третичных угленосных бассейнов южной части ДВ. Разв. недр., № 4.

Волков В. И. 1963. Геологическое строение и состав Яуринских куполовидных вулканов. Тр. Лаборат. палеовулканологии, вып. 2.

Воробьев Д. П. 1937. Растительность южной части побережья Охотского моря. Тр. Дальне-Вост. фил. АН СССР, сер. ботанич., т. II.

Воронец Н. С. 1937. Находка юрской фауны в Охотско-Колымском крае. Матер. по изуч. Охот.-Колым. края, сер. 1, вып. 5.

Воронец Н. С. 1937а. Представители родов *Trigonia* и *Inoceramus* из юрских отложений Южно-Уссурийского края. Матер. по геол. и полезн. ископ. ДВК, № 67.

Воронец Н. С. 1937б. Фауна морского мезозоя Буреинского бассейна. Матер. по геол. Буреинского каменноуг. басс., вып. II. Тр. ВИМС, вып. 123. М.—Л.

Ганешин Г. С. 1956. Основные этапы истории развития рельефа Приморья. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер. Матер. по четверт. геол. и морфол. СССР, вып. I.

Ганешин Г. С. 1957. Основные вопросы изучения верхнетретичных и четвертичных отложений южной части Дальнего Востока. Сов. геол., сб. 55.

Ганешин Г. С. и Жамойда А. И. 1956. Конусы выноса на Сихотэ-Алине. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3.

Ганешин Г. С. и Чемеков Ю. Ф. 1949. Новые данные о Зеленоборском погребенном торфянике. Изв. ВГО, т. 81, № 5.

Гапеева Г. М. 1954. Щелочная магматическая провинция Приморья. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 94. № 3.

Гапеева Г. М. 1960. Формация лампрофиров. В кн. «Петрографич. провинции, изверженные и метаморфич. горн. породы». Докл. сов. геол., XXI сессия МГК, пробл. 13.

Геологическое строение СССР. 1958, т. 3.

Глинка К. Д. 1910. Краткая сводка данных о почвах Дальнего Востока (предварительный ответ). Переселенч. упр. Главн. управл. землеустройства и земледелия. СПб.

Глушков А. П. 1956. Схема стратиграфии верхнепалеозойских отложений Кур-Урмийского района и Малого Хингана. Матер. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем ДВ. Хабаровск.

Глушков А. П. 1962. Верхняя пермь хребта Малый Хинган. Докл. АН СССР, т. 142, № 4.

Горжевский Д. И. 1960. Геология и полезные ископаемые западной части Верхнего Приамурья. Матер. к I Всесоюзн. конфер. по геол. и металлог. Тихоок. рудн. пояса. Владивосток.

Горжевский Д. И. и Лазько Е. М. 1961. Монголо-Охотский глубинный разлом. Докл. АН СССР, т. 137, № 5.

Готман Я. Д. 1943. К вопросу об оловоносных интрузиях Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Давыдов Л. К. 1953. Гидрография СССР (воды суши), часть Общая характеристика вод. ЛГУ.

Давыдов Л. К. 1955. Гидрография СССР (воды суши), часть Гидрография районов. ЛГУ.

Давыдова Т. Н. и Гольдштейн Ц. Л. 1949. Литологические исследования в Буреинском бассейне. Тр. ВИМС, вып. 176.

Данилович В. Н. 1935. Стратиграфический разрез хинганского комплекса. Докл. АН СССР, т. 2, № 3—4.

Данилович В. Н. 1935. К вопросу о генезисе золоторудного месторождения Белая гора на юге Охотского побережья. Изв. АН СССР, отд. мат. и естеств. наук, № 8—9.

Данилович В. Н. 1937. Черты геологического строения южного железорудного района Малого Хингана. Тр. Биробиджанской геол. эксп. ЛенОЗЕТа за 1933—1934 гг.

Данилович В. Н. 1940. Геологический очерк левобережья устьевой части р. Амура. В кн. «Итоги Нижне-Амурской экспед.», 1934 г. СОПС АН СССР.

Двали М. Ф. 1961. Граница третичного и четвертичного периодов на северо-востоке Азии. В кн. «Матер. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских о-вов».

Деменицкая Р. М. 1960. Строение кристаллической части оболочки земли по геофизическим данным. Госгеолтехиздат.

Дзевановский Ю. К. 1939. К геологии кристаллического комплекса восточной окраины Алданской плиты. Докл. АН СССР, т. 24, № 5.

Дзевановский Ю. К. 1943. «Существует ли протерозой на востоке Алданской плиты?» Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 3.

Дзевановский Ю. К. 1946. Архейские граниты Алданской плиты. Докл. АН СССР, т. LIV, № 3.

Дзевановский Ю. К. 1947. Успехи изучения геологии Восточной Сибири. Сов. геол., сб. 30.

Дзевановский Ю. К. 1956. Архейские образования Дальнего Востока. Совещ. по разработке унифиц. схем Дальнего Востока. Тез. докл.

http://jurassic.ru/

Дзевановский Ю. К. 1956а. Архейский метаморфический комплекс Алданского щита. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири.

Дзевановский Ю. К. 1958. Тектоника Джугджуро-Становой складчатой области. В кн. «Геол. строение СССР», т. 3.

Дзевановский Ю. К. 1959. Геология западной окраины Станового хребта. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1.

Дзевановский Ю. К. и Судовиков Н. Г. 1960. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. Межд. Геол. конгр., XXI сессия. Пробл. IX. Стратигр. и корреляция докембрия. АН СССР.

Доброхотов М. Н. 1936. Мало-Хинганский железорудный район. ОНТИ. М.—Л.

Другова Г. М., Неелов А. Н. 1960. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. Тр. лаборат. геол. докембрия, вып. 11.

Елисеева В. К. 1957. Стратиграфия и общие вопросы палеогеографии каменноугольных и пермских отложений Приморского и южной части Хабаровского краев. Автореферат диссертации.

Елисеева В. К. 1959. Основные черты стратиграфии и палеогеографии каменноугольных и пермских отложений Сихотэ-Алиня. Сов. геол., № 5.

Елисеева В. К., Соснина М. И. 1952. Новые данные о верхней перми хребта Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, т. 82, № 6.

Елиашевич М. К. 1922. Возраст и качества Южно-Уссурийских ископаемых углей. Владивосток.

Ефимов И. К. 1955. Геолого-экономический обзор минеральных ресурсов Алданского горнопромышленного района. Тр. Якутск. фил. АН СССР, сб. 2.

Ефимова А. Ф. 1956. Некоторые палеонтологические находки на северо-востоке Азии за последние годы. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 10.

Жамойда А. И. 1960. О нижнелейасовых отложениях района дер. Киселевки (Нижнее Приамурье). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 25.

Животовская А. И. 1956. О «бурых» глинах Южного Приморья и третично-четвертичной границе. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер. Матер. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб. и ДВ, вып. 1.

Жузе А. П. 1954. О диатомовых третичного возраста в донных осадках дальневосточных морей. Тр. Ин-та океанологии, т. 9.

Жузе А. П. 1954. Сопоставление результатов диатомового анализа отложений Охотского и Беринтова морей. Докл. АН СССР, т. 98, № 1.

Жузе А. П. и Коренева Е. В. 1959. К палеогеографии Охотского моря. Изв. АН СССР, сер. географ., № 2.

Жукова М. А. 1934. Исследованность почвенного покрова ДВК. Вест. ДВ фил. АН СССР, № 10.

Заварицкий А. Н. 1944. Основной вопрос физико-химии процесса образования пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Заварицкий А. Н. 1956. Изверженные горные породы. АН СССР.

Зайков Б. Д. 1946. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Тр. НИУ ГУ ГМС, сер. 4, вып. 24.

Занина А. А. 1958. Дальневосточные районы, Камчатка и Сахалин. Гидрометеоиздат. Л.

Зверев В. Н. 1911. Предварительный отчет о геологических исследованиях в северо-западной части Амурско-Зейского водораздела. Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Амур.-Прим. золотоносн. р-н, вып. 11.

Зверев В. Н. 1913. Краткий отчет о геологических исследованиях в долине Алдана. Изв. Геолкома, т. 32, № 4.

Звонков В. В. 1956. Проблемы комплексного использования производительных сил в бассейне Амура. Вест. АН СССР, 10.

Зленко Н. Д., Шпак Н. С. 1961. Раннесинийские субвулканические образования юго-восточной части Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 7.

Иванов Б. А. 1961. Схема стратиграфии, фациального районирования и тектоники южного Сихотэ-Алиня. Сиб. отд. Вост.-Сиб. геол. ин-т, АН СССР.

Иванов Д. В. 1897. Основные черты орогеологического строения хребта Сихотэ-Алинь. Зап. Приамурск. отд. ИРГО, т. 1, вып. 3, Хабаровск.

Иванов Д. В. 1897. Геологические исследования в Амурской области, в бассейнах рек Тунгусски, Уньмы, Кура и Бол. Биры (с геол. картой). Геол. иссл. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 8.

Иванов Д. В. 1898. Хребет Сихотэ-Алинь. Орографический и геологический очерк по данным, собранным в 1894—1895—1896 гг. Геол. иссл. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 16.

Иванов Д. В. 1899. Амурско-Зейский водораздел. Геологические исследования в 1896 г. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 12.

http://jurassic.ru/

Иванов Д. Л. 1894. О ходе работ Южно-Уссурийской горной экспедиции 1888—1894 гг. для исследования каменноугольных залежей. Зап. Сиб. минер. общ., т. XXXI.

Изох Э. П. 1959. Магматизм зон разломов в некоторых районах Дальнего Востока. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 17.

Изох Э. П. 1960. Схема расчленения интрузий Северного Сихотэ-Алиня и ближайших районов левобережья р. Амур. Докл. АН СССР, т. 134, № 1.

Изох Э. П. 1961. О роли разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий (на примере некоторых районов Дальнего Востока). Сов. геол., № 4.

Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И. и Русс В. В. 1957. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М. Госгеолтехиздат.

Ициксон Г. В. 1956. Гидротермальные изменения вмещающих пород оловорудного месторождения на Малом Хингане. Госгеолтехиздат.

Ициксон Г. В. 1961. Структурное районирование и история развития Малого Хингана». В кн. «История геологич. развития и магматизм Малого Хингана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 55.

Ициксон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова И. Г. и др. 1959. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 27.

Ициксон Г. В., Чеботарев М. В. 1961. Распределение интрузивных комплексов и сопутствующей им минерализации. В кн. «История геологич. развития и магматизм Малого Хингана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 55.

Ициксон М. И. 1960. Петрохимические особенности и металлогеническая специализация интрузивных комплексов (на примере Дальнего Востока). Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2.

Ициксон М. И. 1963. Металлогеническое значение глубинных разломов в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Геол. рудн. м-ний, № 2.

Ициксон М. И., Красный Л. И. 1959. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока (Тез. вулканологич. совещ.). Ереван.

Ициксон М. И., Луцкина Н. В. 1958. Малый Хинган. В кн. «Геологическое строение СССР», т. II.

Ициксон М. И., Музылев С. А. 1963. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее (опыт палеотектонической реконструкции). Матер. по общей и региональной геол. Тр. ВСЕГЕИ, т. 85.

Ициксон М. И., Прокофьев А. П., Шейн В. З., Тимофеевская Г. В. 1947. Генетические черты Малохинганского оловянного района. Сов. геол., № 14—15.

Казанский В. И. 1962. К вопросу о коренных источниках золота на Малом Хингане. Геол. рудн. м-ний., № 2.

Казанский П. А. 1910. Геологические исследования вдоль линии строящейся Амурской ж. д. от ст. Амазар до ст. Рухлово в 1909 г. Изв. Геолкома, т. 29, № 2.

Казанский П. А. 1911. Предварительный отчет о геологических исследованиях в бассейнах левых притоков Верхнего Амура от Амазара до Невера. Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Амур.-Приморск. золотоносн. р-н, вып. 11.

Казанский П. А. 1913. Предварительный отчет о геологических исследованиях вдоль северного побережья Охотского моря в 1912 г. Изв. Геолкома, т. 32, № 230.

Казанский П. А. 1914. Предварительный отчет о геологических исследованиях в западной части Амурской области в 1913 г. Изв. Геолкома, т. 33, № 243.

Казанский П. А. 1915. Предварительный отчет о геологических исследованиях в западной части Амурской обл. в 1914 г. Изв. Геолкома, т. 34.

Казанский П. А. 1916. Отчет о состоянии и деятельности Геологического Комитета в 1915 г. Изв. Геолкома, т. 35, № 5.

Казанский П. А. 1932. Геологический очерк западной части Озерного района в Нижнем Приамурье. Тр. Всес. г.-р. объед. НКТП СССР, вып. 159.

Казмин Ю. Б., Копаевич Л. П. 1961. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических толщ Становой области. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5.

Качияни А. И. 1946. Почвы земледельческих районов Хабаровского края. Далькрайгиз. Хабаровск.

Кипарисова Л. Д. 1952. Новая нижнеюрская фауна Приамурья. Тр. ВСЕГЕИ, М., Госгеолиздат.

Кириков Д. А. 1956. Схема стратиграфии докембрия и кембрия Зейско-Селемджинского района. Совещ. по разработке унифиц. стратиграф. схем Дальнего Востока. Тез. докл.

Кириков Д. А., Модзалевская Е. А. 1959. Палеозойские и допалеозойские отложения бассейна р. Зеи. Сов. геол., № 3.

Кириллов А. А., Золотов М. Г., Цымбал В. М. 1948. Геологическое строение Акишма-Ниманского водораздела. Тр. Дальневосточн. научно-исслед. базы. Сб. рефератов по геол. Дальнего Востока, сер. геол., т. 1.

Козеренко В. Н. 1956. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Львовск. ун-т.

http://jurassic.ru/

Козлов И. Г. 1940. Геологические исследования долины нижнего течения р. Амура. СОПС АН СССР.

Колосков П. И. 1926. Климатические районы Дальневосточного края.

Константов С. В. 1915. Геологические исследования вдоль линии восточной части Амурской ж. д. в 1912 г. Район г. Хабаровск — хр. М. Хинган. В кн. «Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири», вып. 19, СПб.

Константов С. В. 1915. Геологические исследования вдоль линии восточной части Амурской ж. д. в 1913 г. Район хр. М. Хинган — р. Бурея. Тр. Геолкома, нов. сер., вып. 114.

Константов С. В. 1915. Третичная флора Белогорского обнажения в низовьях р. Буреи. Тр. Геолкома, нов. сер., вып. 113.

Константов С. В. 1916. Геологические исследования вдоль линии восточной части Амурской ж. д. в 1912 г. Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири, Амуро-Приморский район, вып. 19.

Копаевич Л. П. и Казмин Ю. Б. 1963. Тектоника Станового хребта. Геол. и геофиз., № 1.

Корнилов Б. А. 1959. О следах древнего оледенения и южной части Тимптоно-Учурского междуречья. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, XXVIII. Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, 22. Очерки по геоморфол. Южной Якутии.

Коржинский Д. С. 1933. Геология и полезные ископаемые южного района Якутии. АН СССР. Тр. СОПС.

Коржинский Д. С. 1935. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 41.

Коржинский Д. С. 1936. Петрография архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, вып. 86.

Коржинский Д. С. 1939. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. (Оттиск из Стратиграфии СССР, т. I).

Коржинский С. И. 1892. Отчет об исследованиях Амурской области как земледельческой колонии. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русского географ. общ., т. 23, вып. 4 (5).

Красный Л. И. 1940. Новые данные по геологии и металлоносности Нижнего Приамурья. Сов. геол., № 7.

Красный Л. И. 1947. К геологии и молибденоносности юго-западной части бассейна Охотского моря и Нижнего Приамурья. Разв. недр, № 2.

Красный Л. И. 1953. Об открытии девонской фауны на Шантарских островах. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XCIII, № 2.

Красный Л. И. 1956. Основные черты геологии Западного Приохотья и сопредельных с ним районов. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3.

Красный Л. И. 1956а. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. Докл. АН СССР, т. 107, № 1.

Красный Л. И. 1957. Геолого-структурная схема Дальнего Востока СССР и сопредельных с юга территорий. Докл. АН СССР, 117, № 3.

Красный Л. И. 1958. Основные черты тектоники Западного Приохотья. Геол. сб. (Львовск. геол. об-ва), № 5—6.

Красный Л. И. 1958а. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Восточной Азии. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1.

Красный Л. И. 1958б. Монголо-Охотская складчатая область (Амурская область и Хабаровский край). В кн. «Геол. строение СССР», т. 3.

Красный Л. И. 1959. Тектоническая карта Хабаровского края и Амурской области. Госгеолтехиздат.

Красный Л. И. 1960. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 37.

Красный Л. И. 1960а. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 34.

Красный Л. И. 1960б. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Матер. ВСЕГЕИ, вып. 3.

Красный Л. И. 1960в. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджур, Прибрежном и вопросы магматизма «внескладчатых» областей. Изв. высших учебных завед., Геол. и разв., № 3.

Красный Л. И. 1960г. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. Госгеолтехиздат.

Красный Л. И., Ганешин Г. С. 1951. Геология, геоморфология и полезные ископаемые Тором-Тугурского района Западного Приохотья. Госгеолтехиздат.

Красный Л. И., Жамойда А. И., Моисеева А. И. 1962. О связи развития организмов с кремневым скелетом (радиолярий и диатомей) с тектоническими и вулканическими процессами (на примере северо-западной части Тихоокеанского пояса). В кн. «Значение биосферы в геологич. процессах». М.

Красный Л. И., Кропоткин П. Н., Воларович Г. П. 1960. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Матер. к I Всесоюзн. конфер. по геол. и металлогении Тихоок. рудного пояса, вып. 1.

http://jurassic.ru/

Красный Л. И., Модзалевская Е. А. 1956. Схема стратиграфии среднего палеозоя южной части Дальнего Востока. Совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Дальнего Востока (Тез. докл. и выступл.). Хабаровск.

Красный Л. И., Чемеков Ю. Ф. и Бульванкер Э. З. 1954. Первые находки кембрия в хребте Джагды (Хабаровский край). Докл. АН СССР, т. XCVI, № 4.

Красный Л. И., Чемеков Ю. Ф., Модзалевская Е. А. 1955. Девонские отложения хребтов Джугджур и Прибрежного. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 1.

Криштофович А. Н. 1915. Юрские растения р. Тырмы Амурской области, собранные В. С. Доктуровским. Тр. геол. музея АН СССР, т. 8, вып. 2.

Криштофович А. Н. 1917. Материалы к познанию флоры Уссурийского края. Зап. о-ва изуч. Амурского края, № 12.

Криштофович А. Н. 1921. О третичной флоре в бухте Посьет. Матер. по геол. и полезн. ископ. ДВ., № 11.

Криштофович А. Н. 1921а. Растительные остатки с реки Амагу. Матер. по геол. и полезн. ископ. ДВ, № 15.

Криштофович А. Н. 1931. К вопросу о возрасте некоторых меловых отложений Дальнего Востока и первых фазах развития третичной флоры. Зап. Минер. о-ва, ч. 60, № 2.

Криштофович А. Н. 1932. Третично-четвертичная граница и ближайшие задачи изучения четвертичных образований Дальнего Востока. Тр. ВГРО, вып. 225.

Криштофович А. Н. 1937. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Георазведиздат.

Криштофович А. Н. 1939. Новые находки ископаемых флор на Дальнем Востоке как вехи стратиграфии. Сб. в честь 50-летней деятельности В. А. Обручева, т. 2, АН СССР.

Криштофович А. Н. 1946. К истории третичного периода Дальнего Востока. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. № 7.

Криштофович А. Н. 1952. Флора Райчихи — новое звено третичной флоры на Дальнем Востоке. Ботанич. журн., т. 37, № 3.

Кропоткин П. Н. 1949. Новые данные по стратиграфии кембрия и протерозоя Восточной Азии. Докл. АН СССР, т. 19, № 2.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Салун С. А. 1953. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части советского Дальнего Востока. В кн. «Матер. по геол., магматизму и рудн. м-ниям ДВ и Забайкалья», т. 2.

Кропоткин П. Н. 1954. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. Сб. вопр. геол. Азии, т. I, АН СССР, М.

Кропоткин П. Н. 1956. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Круглов М. В. 1934. Маршрутные геологические наблюдения в северо-восточной части Буреинского хребта. Амгунь-Селемджинская эксп. АН СССР, ч. I. Тр. совещ. по изуч. произв. сил, серия Дальне-Восточная, вып. 2.

Крымгольц Г. Я. 1939. Материалы по геологии Буреинского каменноугольного бассейна, вып. IV. Тр. ЦНИГРИ, вып. 117. Л.—М.

Кузнецов Ю. А., Косыгин Ю. А. 1962. Основные черты тектоники и магматизма Сибири. Геол. и геофизика, № 5. Новосибирск.

Кунаев И. В., Русс В. В., Мещеряков С. С. 1960. Некоторые особенности и закономерности пространственного размещения редкометально-золоторудного комплекса Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. Матер. к I Всесоюзн. конфер. по геол. и металлог. Тихоок. рудн. пояса, вып. 2, Владивосток.

Кунаев И. В. 1960. Минеральные парагенезисы Оемку-Джегдагского (Тумнинского) рудного поля и особенности их размещения. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 38.

Куприенко М. Г., Худолей К. М. 1960. Новые данные по стратиграфии юрских отложений западного склона среднего Сихотэ-Алиня. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 38.

Купченко П. Д. 1956. Образование порфировидных структур в породах Кашрабадского интрузива. Докл. АН Тадж. ССР, № 18.

Кушев С. Л. 1934. К геоморфологии Буреинского хребта и бассейнов рек Сулук и Бурея. Тр. СОПС, сер. дальневост., вып. 2.

Кушев С. Л. 1936. Материалы по геоморфологии долины нижнего течения р. Амура. Тр. Ин-та физ. геогр., вып. 23.

Кушев С. Л. 1939. Морфология и генезис бугристых марей и их географическое распространение. Тр. Комис. по вечной мерзлоте, т. 8. АН СССР.

Лавров М. М. 1958. О девоне Зейского района. Тр. Иркутск. горно-металлургич. ин-та, сер. геол., вып. 15.

Лебедев А. П. 1939. Петрографические исследования на Малом Хингане в 1935 г. Геолого-петрографич. исслед. Малого Хингана. Тр. Дальне-Вост. фил. АН СССР, сер. геол., т. 1.

Лебедев А. П. 1953. Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира. Тр. Ин-та геологич. наук, вып. 148, петрограф. сер. (№ 44).

http://jurassic.ru/

Лебедев А. П. и Павлов Н. В. 1957. Джугджурский анортозитовый массив. АН СССР.

Леонов Г. П. 1962. Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика долины Верхнего Амура. М.

Леонов Г. П. и Сергеев Е. М. 1962. Геология и гидрогеология Верхнего Амура. МГУ.

Леонтович А. А. 1937. Геологические исследования в Аяно-Майском районе (бассейн среднего течения р. Маи и пересечение хребта Джугджур). Матер. по геол. и полезн. ископ. ДВ, вып. 68.

Леонтович А. А., Принада В. Д., Пэк А. В. 1932. Отчет о геологических исследованиях в Хабаровском районе в 1930 г. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 191.

Леонтович А. А. и Раков Н. А. 1948. Геологическое строение центральной части хр. Джугджур. Тр. ДВ базы АН СССР, сер. геол., т. 1.

Ливеровский Ю. А. 1946. О ландшафте равнин Южного Приморья и Приамурья и его генезисе. Пробл. физ. географ., вып. 12.

Ливеровский Ю. А. и Колесников Б. П. 1949. Природа южной половины советского Дальнего Востока. Географгиз. М.

Литвинович Н. В. 1954. Материалы к познанию среднедевонской фауны Дальнего Востока (бассейн р. Деп). Тр. Моск. геол.-разв. ин-та им. Орджоникидзе, т. 26.

Лови Б. И. 1960. Значение акцессорных минералов для расчленения палеозойских гранитоидов хр. Малого Хингана. В кн. Матер. годичн. сессии Ученого Сов. ВСЕГЕИ по результатам работ 1959 г. Л.

Лови Б. И. 1961. Интрузивные комплексы Малого Хингана. В кн. «История геологич. развития и магматизм Малого Хингана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 55.

Лучицкий И. В. и Крестовников В. Н. 1950. О стратиграфии палеозойских отложений верховьев Амура. Докл. АН СССР, т. 25, № 2.

Лучицкий И. В. и Нагибина М. С. 1939. Материалы по петрографии изверженных и метаморфических пород бассейна р. Тырмы (среднее течение). В кн. посвящ. акад. В. А. Обручеву к 50-летию научн. и педагогич. деятельности АН СССР, т. 2.

Луцкина Н. В. 1957. Малые интрузии Малого Хингана мелового возраста. Вестн. ЛГУ, № 6.

Маак Р. 1859. Путешествие на Амур, совершенное по распоряжению Сибирского отдела имп. Русского Географического общества в 1855 г. СПб.

Макаренко Ф. А. 1938. Новые данные о стратиграфии и распространении силура на Дальнем Востоке (Зейско-Селемджинское междуречье). В кн. Юбил. сб., посвящ. акад. В. А. Обручеву, к 50-летию научн. и педагогич. деятельности. АН СССР, т. 1.

Максимова З. А. и Органова Н. М. 1959. Первая находка остатков девонской фауны в западном Приморье. Докл. АН СССР, т. 128, № 3.

Максимович К. И. 1862. Амурский край. СПб.

Малеев Е. Ф. 1937. Месторождения диатомитов, трепелов и опок Приморской области ДВК. Вестн. Дальне-Вост. фил. АН СССР, № 22.

Малеев Е. Ф. 1946. О линейном расположении древнечетвертичных вулканов на Дальнем Востоке. Сов. геол., № 12.

Малявкин С. Ф. 1911. Геологические исследования в Зейско-Депском районе Амурской области. Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Амурско-Приморский р-н, вып. 12.

Малявкин С. Ф. 1912. Буреинско-Завитинский буроугольный район. Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Амурско-Приморский р-н, вып. 13.

Маринов Н. А. 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. АН СССР.

Мартинсон Г. Г. 1955. Стратиграфия мезозойских континентальных отложений Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 105, № 2.

Матвеев А. К. 1939. Буреинский каменноугольный бассейн. Тр. XVII сессии межд. геол. конгресса, т. 1, М.—Л.

Матвеев А. К., Шкляев П. Д., Кузьмичев В. А. 1948. Геология бассейна р. Учур. Тр. ДВ базы АН СССР, сер. геол., т. 7.

Материков М. П. 1939. Материалы к петрографии Верхней Селемджи. Матер. геол. ДВ фил. АН СССР, № 4.

Махинин В. А. 1957. Структурно-петрологическая классификация гранитных плутонов Дальнего Востока. Бюлл. НТИ, № 2 (7).

Махинин В. А. 1962. Об изучении магматических комплексов при детальных металлогенических исследованиях. Бюлл. Тихоок. комитета по геол. и металлог. Тихоок. рудн. пояса, вып. 1.

Махинин В. А. 1962. Мусковитовая минерализация в пегматитах Станового хребта. Сов. геол., № 5.

Мелиоранский В. А. 1935. Кизинский отряд Нижне-Амурской геологической экспедиции. Отчет о деят. АН СССР в 1934 г. М.—Л.

http://jurassic.ru/

Мелиоранский В. А. 1935. Через Сихотэ-Алинь к берегам Татарского пролива. М.—Л.

Мельников М. П. 1893. Описание Якутской экспедиции (1851 г.) покойного горного инженера П. Г. Меглицкого. Горный журнал, № 7, 8.

Миддендорф А. Ф. 1860—1862. Путешествие на север и восток Сибири. СПб.

Милай Т. А. 1962. Интрузии щелочных гранитоидов Верхнего Приамурья и контролирующие их структуры. Докл. АН СССР, т. 147, № 3.

Минкина Ц. И. и Федорова Р. В. 1936. Смена лесов и история развития торфяников Дальне-Восточного края по данным ископаемой древесной пыльцы. Сов. ботаника, № 4.

Миронюк Е. П. 1959. Геоморфология восточных окраин хребтов Яблонового и Удокана. Матер. ВСЕГЕИ, вып. 24.

Модзалевская Е. А. 1958. Средний палеозой бассейна Верхнего Амура. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 5.

Модзалевская Е. А. 1958. Силурийская система. Девонская система. Забайкалье и Дальний Восток. Геол. строение СССР, т. I.

Моисеев И. В. 1937. Геологический очерк бассейнов рек Помпеевки, Дичуна и верховьев Биджана на Малом Хингане. Тр. Эксп. ЛенОЗЕТ в 1933—1934 гг.

Моралев В. М. 1962. Тектоника Предджугджурского мезо-кайнозойского наложенного прогиба. В кн. «Тектоника Сибири», т. I.

Моралев В. М. 1962. Некоторые проблемы тектоники и стратиграфии позднего докембрия. В кн. Тез. докл. совещ. по стратигр. отлож. позднего докембрия Сибири и ДВ. Новосибирск.

Моралев В. М., Самозванцев О. А. 1959. Кембрийские отложения восточной окраины Алданского щита.

Мошкин В. Н. 1956. Схема стратиграфии докембрия Удско-Зейского района. Совещ. по разработке унифиц. стратиграф. схем Дальнего Востока. Тез. докл.

Мошкин В. Н. 1958. Стратиграфия докембрия зоны Становика—Джугджура. Геологич. строение СССР, т. 1.

Мошкин В. Н. 1958а. Докембрийский магматизм Станового хребта и Джугджура. Геологич. строение СССР, т. 2.

Мошкин В. Н. 1959. Схема стратиграфии докембрия Удско-Зейского района. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 6.

Мошкин В. Н. 1960. Докембрий восточной части Станового хр. и южной части хр. Джугджура. Матер. годичной сессии Учен. Совета по результатам 1958 г. ВСЕГЕИ.

Мошкин В. Н. 1960а. Новые данные по стратиграфии докембрия Удско-Зейского района. Сов. геол., № 6.

Мошкин В. Н. 1961. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура. Сб. «Докембрий Дальнего Востока». ВСЕГЕИ.

Мошкин В. Н. 1962. Докембрий восточной части хребта Станового и южной части хребта Джугджура. Автореферат диссерт. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Л.

Мошкин В. Н., Зубков В. Ф., Шиханов В. В. 1961. Новые данные о возрасте джугджурских анортозитов. Докл. АН СССР, т. 137, № 2.

Музылев С. А. 1938. Геологический разрез через М. Хинган. Юбил. сб., посвящ. акад. В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогич. деятельности, т. 1. АН СССР.

Музылев С. А. и др. 1963. Геологическое строение и вопросы металлогении Малого Хингана. В кн. «Геол. и металлог. сов. сектор. Тихоокеан. руд. пояса». М.

Мушкетов Д. И. 1910. Геологическое описание района Сучанской жел. дор. Изв. Геолкома, т. 29.

Мячина А. И. 1959. К вопросу о границе третичных и четвертичных отложений Амуро-Зейской депрессии. Сов. геол., № 11.

Нагибина М. С. 1946. К вопросу о стратиграфии и возрасте континентальных верхнемезозойских отложений Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1.

Нагибина М. С. 1952. Геологическое строение бассейна нижнего и среднего течения р. Норы и части долины р. Амура от села Кузнецово до г. Благовещенска. ИГН АН СССР.

Нагибина М. С. 1954. Геологическое строение Зее-Селемджинского междуречья и Гарьское железорудное месторождение. В кн. Матер. по геол., магматизму и рудн. м-ниям Дальнего Востока и Забайкалья. АН СССР, I.

Нагибина М. С. 1954а. Материалы по стратиграфии палеозоя Зее-Селемджинского междуречья. Вопр. геологии Азии, т. I. АН СССР.

Нагибина М. С. 1958. Схема стратиграфии юрских и меловых отложений верхнего Амура. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.

Нагибина М. С. 1958а. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 3.

Нагибина М. С. 1959а. Схема стратиграфии юрских и меловых отложений бассейна верхнего течения р. Амура. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.

http://jurassic.ru/

Нагибина М. С. 1960. История развития структур Монголо-Охотского пояса. В кн. «Структ. земн. коры и формации горных пород». М.

Нагибина М. С. 1963. Впадины и прогибы восточно-азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. Проблемы региональной тектоники. Тр. ГИН АН СССР, вып. 92.

Нагибина М. С. 1963а. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 79.

Нагибина М. С., Болховитина Н. А. 1960. Стратиграфия мезозойских отложений Верхнезейского прогиба. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Нагибина М. С., Крестовников В. Н. 1959. Схема стратиграфии палеозойских отложений окрестностей г. Зеи. Изв. вуз «Геол. и разведка», № 11.

Неелов А. Н., Судовиков Н. Г. и др. 1960. К вопросу об абсолютном возрасте архея Алданского щита. Тр. Лаборат. геол. докембрия, вып. 9.

Никифорова И. К. 1957. О стратиграфическом положении мезозойской флоры Тыльско-Торомского междуречья (Западное Приохотье). Изв. Восточ. фил. АН СССР, № 4—5.

Никифорова И. К. 1958. К стратиграфии и литологии осадочных верхнеюрских — нижнемеловых образований междуречья Тыла и Торома. Матер. по геол. и полезн. ископ. и минер. ДВ. АН СССР. Тр. ДВ фил. АН СССР, сер. геол., т. 3.

Николаев В. А. 1944. О процессе отделения летучих соединений магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Николаев В. А., Горлов Н. В. и др. 1957. Методика геологического картирования метаморфических комплексов. Госгеолтехиздат.

Никольская В. В. 1951. О нахождении костей трогонтериевого слона в четвертичных отложениях юга советского Дальнего Востока. Пробл. физ. географии, 17.

Никольская В. В. и Щербаков Н. И. 1956. Признаки древнего оледенения хребта Тукурингра-Джагды. Изв. АН СССР, сер. географ., № 2.

Нужнов С. В. 1956. Разрез синийских отложений Учуро-Алгомского района (Ю. В. Якутия). Вестн. МГУ, сер. биол., почвовед., геол., географ., № 2.

Нужнов С. В. 1961. Строматолиты позднедокембрийских и кембрийских отложений восточного склона Алданского щита. Докл. АН СССР, т. 132, № 6.

Нужнов С. В. 1961а. Стратиграфия позднего докембрия Учуро-Майского района. Л.

Нужнов С. В. 1961б. Синийские (рифейские) отложения восточных склонов Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 7.

Нужнов С. В. и Ярмолюк В. А. 1959. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы. Сов. геол., № 7.

Обручев В. А. 1927. Геологический обзор Сибири.

Онихимовский В. В. 1940. К вопросу о каледонской складчатости на юге Хабаровского края. Матер. по геол. и полезн. ископ. ДВ.

Онихимовский В. В. 1960. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей. АН СССР. Сиб. отд. Тр. Дальне-Вост. фил. АН СССР, сер. геол., т. 4.

Органов М. Г. 1959. Инженерно-геологические условия строительства Зейской ГЭС. М.

Органов М. Г. 1960. Основные черты тектоники территории сопредельной с советской частью Дальнего Востока. В кн. Матер. к I Всесоюзн. конфер. по геол. и металлог. Тихоокеан. рудн. пояса, АН СССР, вып. 1. Владивосток.

Орлов А. Я. 1955. Хвойные леса Амгунь-Буреинского междуречья. АН СССР. М.

Павловский Е. В., Ефремов И. А. 1934. Геологический очерк западной котловины озерного района Приамурья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 4.

Палибин И. В. 1921. Палеоботанические исследования на Дальнем Востоке. Природа, № 10—12.

Палибин И. В. 1915. Остатки третичной флоры из окрестностей г. Владивостока. Тр. геол. и минер. музея им. Петра Великого, Росс. Ак. Н., т. I. СПб.

Партанский М. М. 1923. Климатические условия Приморья, Приморье, его природа и хозяйство. Сб. статей, Владивосток. отд. Госкниги. Владивосток.

Партанский М. М. 1927. Осадки Приморья. Производ. силы ДВ, вып. 2. Поверхность и недра. Хабаровск—Владивосток.

Пиотровский М. В. 1956. Стратиграфия рыхлых отложений Зея-Селемджинского бассейна к югу от хребта Тукурингра. Тез. докл. Хабаровскому стратиграфич. совещ.

Пиотровский М. В. 1960. К вопросу об истории формирования долин нижнего течения реки Амур. М.

Плахотник В. Г. 1956. Проблема возраста и расчленения кайнозойских вулканогенных образований Сихотэ-Алиня. Совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем ДВ 10—20 мая 1956 г. (Тез. докл. и выступл.). Хабаровск.

Плахотник В. Г. 1956а. Проблема возраста и расчленение вулканогенных образований Сихотэ-Алиня. В кн. Совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем ДВ. Тез. докл. и выступл. Хабаровск.

http://jurassic.ru/

Плахотник В. Г. 1962. Стратиграфия верхнемеловых и кайнозойских вулканогенных образований Северо-Восточного Сихотэ-Алиня. Сов. геол., № 3.

Плахотник В. Г., Салун С. А. 1960. О границе меловой и палеогеновой системы Сихотэ-Алиня. Тр. Межд. геол. конф., XXI сессия. Докл. сов. геологов.

Плешаков И. Б. 1938. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. Сов. геол., № 6.

Половинкин А. А. 1946. Особенности климатов Забайкалья, Приамурья и Приморья. Вопр. географии, сб. первый. Географгиз., М.

Попкова М. И. и др. 1961. Сборник хим. анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск.

Потапова З. П. 1959. Верхнемеловая паравулканогенная толща острова Сахалина и значение ее для выяснения стратиграфии и возраста некоторых наземных вулканогенных толщ Сихотэ-Алиня. Пробл. вулканологии.

Потапова З. П. 1959а. Проявление верхнемеловой складчатости на Северном Сихотэ-Алине. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 8.

Потапова З. П. 1960. Конгломератная свита Западного Сахалина и проблема соотношения мела и палеогена. Тр. XXI сессии МГК, Тр. сов. геологов.

Потапова З. П. 1960. Новые данные по стратиграфии вулканогенных толщ Нижнего Приамурья и Сахалина. В кн. «Матер. годичн. сессии Учен. Совета ВСЕГЕИ».

Преображенский И. А. 1924. Золотоносный район Белой горы и Коль-Колчан. Предв. отчет о геол. иссл. 1923 г. Матер. по геол. и полезн. ископ. ДВ, № 34.

Преображенский И. А. 1927. Месторождения цветных металлов хребта Сихотэ-Алинь. Матер. по геол. и полезн. ископ. ДВ, № 51.

Принада В. Д. 1940. О возрасте флоры угленосных отложений бассейна р. Буреи. Сов. геол., № 10.

Принада В. Д. 1944. О мезозойской флоре Сибири. Иркутское обл. изд.

Принада В. Д. 1950. Мезозойская флора Забайкалья и ее стратиграфическое распределение. Иркутское обл. изд.

Принада В. Д. 1951. Мезозойская флора Восточной Сибири и Забайкалья. Атлас. Иркутск.

Пчелинцева Г. Т. 1955. Юрские пластинчатожаберные моллюски Западного Приохотья. Сб. научн.-техн. информ., № 1.

Пчелинцева Г. Т. 1956. Значение фауны пластинчатожаберных для стратиграфии юрских отложений Западного Приохотья. Тез. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем ДВ.

Пчелинцева Г. Т., Худолей К. М. 1960. Стратиграфия и палеогеография юры южного Сихотэ-Алиня. Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. 2.

Пчелинцева Г. Т. 1962. Стратиграфия и фауна пластинчатожаберных Западного Приохотья. АН СССР.

Путинцев В. К., Громов Ю. Я., Эйриш Л. В., 1961. Геология докембрия юга Дальнего Востока СССР и прилегающих территорий. Тр. ВСЕГЕИ, т. 59.

Путинцев В. К. и Ильинский Г. Л. 1963. Верхнепалеозойские — нижнемезозойские гранитоиды северо-восточной окраины Буреинского массива. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 81.

Рассказов Ю. П. 1961. Стратиграфия докембрия хр. Тукурингра. В кн. Тез. докл. по Межвед. совещ. по разработке стратигр. схем Забайкалья. Л.

Рембашевский Е. И. Геологическое строение восточных отрогов Малого Хингана. Тр. Биробиджан. геол. эксп. ЛенОЗЕТ за 1933—1934 гг. Л.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока. 1958. М., Госгеолтехиздат.

Риппас П. Б. 1904. Геологические исследования южной части бассейна верхнего течения реки Зеи. Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири, Амурско-Приморский золотоносн. р-н, вып. 5.

Риппас П. Б. 1906. Геологические исследования в восточной части хр. Тукурингра. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сибири, Амурско-Приморский золотоносный р-н, вып. 6.

Рихтер Г. Д. 1945. Снежный покров, его формирование и свойства. АН СССР, М.—Л.

Рубинштейн Е. С. 1931. Средние месячные температуры воздуха в Азиатской части СССР. Климат Союза Советских Социалистических Республик. Ч. I, температура воздуха, вып. 3. Главная геофиз. обсерватория. Л.

Рудник В. А. 1960. О роли процессов анатексиса и кремне-кали-натрового метасоматоза в образовании горных пород ряда районов Дальнего Востока. В кн. Матер. I Всесоюзн. конфер. по геол. и металлог. Тихоокеан. рудн. пояса. Владивосток.

Рудник В. А. 1961. Проявление ультраметаморфизма и анатексиса в юго-восточной части Алданского щита. Сб. Докембрий Дальнего Востока, ВСЕГЕИ.

Рудник В. А. 1961а. О генетическом разделении анатектоидных пород Буреинского хребта на Дальнем Востоке. Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, ч. XC, вып. I.

http://jurassic.ru/

Рудник В. А., Алексеев Л. М. 1960. Особенности проявления дислокационного метаморфизма в пределах хр. Джагды-Тукурингра на Дальнем Востоке. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 41.

Рудник В. А., Алексеев Л. М. 1961. О роли изучения продуктов кремнекали-натрового метасоматоза для выяснения геологического строения исследуемых территорий. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 50.

Рябинин А. И. 1930. К вопросу о возрасте и фауне динозавровых слоев на р. Амуре. Зап. Рос. минер. об-ва, ч. 54, вып. 1.

Рябинин А. И. 1930а. Верхнемеловой динозавр с р. Амура. Русск. палеонт. об-ва, монографии, 2. Л.

Саврасов Н. П. 1939—1940. Геологические исследования в бассейне верхнего течения р. Амгуни. Тр. ДВ базы АН СССР, сер. геол., т. 1.

Саврасов Н. П. 1949. О следах древнего оледенения в южной части Дальнего Востока. Вопр. геогр. ДВ, сб. 1. Хабаровск.

Салоп Л. И. 1960. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид. Межд. геол. конгресс XXI, проблема IX. Стратигр. и корреляция докембрия. АН СССР.

Салун С. А. 1957. Порфировая формация складчатых областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.

Салун С. А. 1963. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алинской области. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6.

Седова М. А. 1957. Олигоценовая и миоценовая флора и растительность Приморского края по данным палинологического анализа. В кн. «Вопр. палеобиогеограф. и биостратигр.». М.

Сей И. И. 1960. О находке кимеридж-нижневолжских отложений в северной части Буреинского бассейна. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 38.

Сей И. И. 1960а. Материалы по стратиграфии рыхлых отложений Верхне-Зейской депрессии. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 25.

Сенкевич В. Г. 1956. Стратиграфия мезозойского вулканогенного комплекса северной части Малого Хингана. В кн. «Совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем ДВ». Хабаровск.

Серпухов В. И. 1940. Геологический очерк верхней части бассейна рек Юдомы, Маи, Кетанды. Тр. золотоносн. и ин-т НИГРИ, вып. 13.

Сибирякова Л. В. 1960. Новые находки морской юрской фауны в бассейне верхнего течения р. Амура. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 25.

Скороход В. З. 1935. Геологический очерк угленосного Буреинского бассейна. Тр. ДВ геолого-гидро-геодезич. треста, вып. 63.

Скороход В. З. 1941. Основные черты геологического строения южной части советского Дальнего Востока. Приморское географич. об-во.

Смирнов А. М. 1954. Основные вопросы геологии Маньчжурии. Зап. Харбин. общ-ва естеств. и этногр. при Центр. Правл. об-ва гр-н СССР в Харбине, № 13. Харбин.

Смирнов А. М. 1963. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Тр. ГИН ДВФ СО АН СССР, сер. геол., т. 8, М.—Л.

Смирнов С. С. 1946. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Соколов А. А. 1952. Гидрография СССР (воды суши). Гидрометеоиздат. Л.

Соколова Е. И. 1940. Геологические исследования правобережья низовьев р. Амура. СОПС АН СССР.

Столяр М. Я. 1934. Геология и золотоносность Учуро-Чюльбинского района Якутии. Тр. Научно-исслед. инст. геол. и минералогии, вып. 5, сер. Станового хребта.

Строна П. А. 1929. Спессартиты, вогезиты, керсантиты, амфиболовые диабазы и монцониты западной части Амурской области. Изв. Геолкома, серия работ по петрогр. и минералог., т. 48, № 5.

Струве Э. А. 1940. Сборник анализов изверженных и метаморфических горных пород СССР. АН СССР.

Судовиков Н. Г. и Неелов А. Н. 1961. О возрасте станового комплекса. Тр. лаборатор. геол. докембрия АН СССР, вып. 12.

Татаринов Г. Т. 1960. К вопросу о петрохимических и минеральных особенностях оловоносных гранитов на примере изучения гранитов хр. Эзоп. В сб. «Сообщ. ДВФ СО АН СССР», вып. 12.

Татаринов Г. Т. 1960а. К вопросу о рудоносности эзоповских гранитов. Сов. геол., № 9.

Терентьев В. М. 1959. К характеристике зоны сочленения Алданского щита и Джугджурской складчатой области. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 22.

Тернер Ф. Д. 1951. Эволюция метаморфических пород. Иностр. лит.

Тетяев М. М. 1938. Контуры проблемы ДВК «как геологического целого».

Тетяев М. М. 1938а. Геотектоника СССР.

Тимофеев Б. В. 1959. Стратиграфия, палеонтологическая характеристика и сопоставление разрезов синийских и кембрийских отложений, развитых на северо-восточном склоне Алданского и южном — Анабарского щитов. Тр. ВНИГРИ, вып. 130.

http://jurassic.ru/

Туровский С. Д. 1954. О порфировидных вкрапленниках некоторых сиенитов. Тр. ин-та геол. наук Киргизской ССР, № 5.

Тучков И. И. 1960. Новая стратиграфическая схема мезозойских отложений Нижнего Приамурья. Изв. высш. уч. завед., Геология и разведка, № 3.

Тучков И. И. 1960а. Новые данные по стратиграфии верхнетриасовых и юрских отложений Западного Приохотья (Тором-Тугурский район). Докл. АН СССР, т. 134, № 3.

Удинцев Г. Б. 1957. Основные черты развития рельефа дна Охотского моря в четвертичном периоде. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода АН СССР, вып. 13.

Удинцев Г. Б. 1957а. Рельеф дна Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 22.

Усов А. А. 1931. К вопросу о следах оледенения в Ясной Поляне и других районах Зейской системы. Россыпи и руды, № 6—7.

Усов М. А. 1935. Фации и фазы пород эффузивного облика. Пробл. сов. геол., № 9.

Устиев Е. К. 1959. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геол., № 3.

Ушакова З. Г. 1953. Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита. Тр. Лаборат. геол. докембрия, вып. 2. АН СССР.

Фаворская М. А. 1956. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Тр. Ин-та геол. рудных м-ний, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 7.

Федынский В. В. 1960. Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. Сб. докл. сов. геологов, XXI сессия МГК.

Финько В. И., Заклинская Е. Д. 1958. К вопросу о стратиграфии рыхлых отложений Зейско-Буреинской низменности. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Флеров В. К. 1938. Некоторые данные о золотоносных комплексах верхнего течения р. Зеи. Тр. Треста «Золоторазведка» и Ин-та НИГРИЗолото, вып. 10.

Херасков Н. П., Давыдова Т. Н., Крашенинников Г. Ф., Пенинский Д. Д. 1939. Геология Буреинского бассейна. Тр. ВИМС, вып. 149.

Хлапонин А. И. 1932. Верхне-Амурский район Зейского округа Дальневосточного края. Тр. ВГРО, вып. 231.

Хлапонин А. И., Леонтович А. А. и Принада В. Д. 1932. Геологические исследования в Верхне-Амурском районе. Госгеолиздат. М.—Л.

Ходак Ю. А. 1956. Изменение кембрийских доломитовых пород Алданского района Якутской АССР под влиянием послеюрских щелочных интрузий. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9.

Ходак Ю. А., Сунь Шу. 1961. Главнейшие структуры Северо-Востока Китая и сопредельной территории советского Дальнего Востока. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.

Худолей К. М. 1955. К вопросу о геологическом строении западных отрогов Среднего Сихотэ-Алиня. Тр. ВСЕГЕИ. Матер. по геол. и полезн. ископ. ДВ.

Худолей К. М., Сей И. И., Сибирякова Л. В. 1961. Основные черты стратиграфии юрской системы Дальнего Востока СССР. Сиб. отд. АН СССР. Геология и геофизика, № 6.

Худолей К. М., Сей И. И. 1962. Некоторые вопросы стратиграфии триаса и юры Западного Приохотья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Худяков-Павлов Н. А. 1936. Материалы для изучения гранитных массивов р. Тырмы (Малый Хинган). ОНТИ НКТП СССР.

Чайников В. И., Бевзенко П. Е. 1959. О возрасте гранитоидов Буреинского массива. В кн. Сообщ. Дальне-Восточн. фил. им. В. Л. Комарова Сиб. отд. АН СССР, вып. 10.

Чеботарев М. В. 1956. Стратиграфия верхнего протерозоя и кембрия южной части Малого Хингана. В кн. Совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем ДВ, Хабаровск.

Чеботарев М. В. 1956а. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд. Краткая характеристика геологического строения района. Сов. геол., № 8.

Чемеков Ю. Ф. 1955. Особенности четвертичного оледенения хребта Сихотэ-Алинь. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2, АН СССР. М.

Чемеков Ю. Ф. 1956. Опыт геоморфологического районирования южной части советского Дальнего Востока. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер. Матер. по четверт. геол. и геоморфол. СССР, вып. 1.

Чемеков Ю. Ф. 1956а. К геоморфологии Зейско-Буреинско-Амурской депрессии. ВСЕГЕИ. Матер. по геологии и пол. ископ. Вост. Сибири ДВ, нов. сер., вып. 1. Геол. и полезн. ископ. Госгеолтехиздат.

Чемеков Ю. Ф. 1956б. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений среднего Сихотэ-Алиня. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер. Матер. по четверт. геол. и геоморфол. СССР, вып. 1.

http://jurassic.ru/

Чемеков Ю. Ф. 1956в. Схема стратиграфии четвертичных отложений южной части Хабаровского края. Совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем ДВ, 10—20 мая 1956 г. (Тез. докл. и выступл.). Хабаровск.

Чемеков Ю. Ф. 1957. О четвертичной истории Охотского моря. Изв. ВГО, т. 89, № 3.

Чемеков Ю. Ф. 1957а. Четвертичная система Хабаровского края и Амурской области. Тез. докл. Всесоюзн. междувед. совещ. по изуч. четверт. периода, 16—17 мая 1957 г. Секция Вост. Сибири и ДВ. М.

Чемеков Ю. Ф. 1958. Приамурье и Западное Приохотье. В кн. «Геол. строение СССР», т. I. Стратигр., Четвертичная система. Госгеолтехиздат. М.

Чемеков Ю. Ф. 1959. Древние поверхности денудационного выравнивания Приамурья и сопредельных территорий. Докл. АН СССР, т. 127, № 1.

Чемеков Ю. Ф. 1959а. Основные этапы развития рельефа Приамурья и Западного Приохотья. АН СССР, ОГГН, Геоморфологич. комиссия. Матер. второго геоморф. совещ. М.

Чемеков Ю. Ф. 1959б. Следы древнейшего оледенения на Дальнем Востоке СССР. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 15. Четверт. геол. и геоморф.

Чемеков Ю. Ф. 1960. Стратиграфия четвертичных отложений Средне-Амурской депрессии (Дальний Восток СССР). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 29. Четверт. геол. и геоморф. Л.

Чемеков Ю. Ф. 1960а. Четвертичные отложения Нижнего Приамурья, Западного Приохотья и Охотского моря. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 38. Геолог. и полезн. ископ. Востока СССР. Л.

Чемеков Ю. Ф. 1960б. Древние оледенения Дальнего Востока СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., матер. по четверт. геол. и геоморф. СССР, вып. 3.

Чемеков Ю. Ф. 1961. Стратиграфия четвертичных отложений и геоморфология Приамурья и смежных территорий. Автореферат диссертации на соискание ученой степени докотора географ. наук. Л. ЛГУ.

Чемеков Ю. Ф. 1961а. Четвертичные отложения и основные фазы развития растительности Дальнего Востока СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., матер. по четверт. геол. и геоморфол. СССР, вып. 4.

Чемеков Ю. Ф. 1961б. Стратиграфия и палеогеография антропогена Дальнего Востока СССР. Тр. Всесоюзн. совещ. по изуч. четверт. периода, т. 3. АН СССР.

Чемеков Ю. Ф. 1961в. Снеговая линия последнего верхнечетвертичного оледенения на юге Дальнего Востока СССР. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6.

Чемеков Ю. Ф. 1961г. Проблемы четвертичного оледенения Северо-Востока и Дальнего Востока СССР. В сб. «Пробл. четверт. оледенения Сибири и Дальнего Востока». Тр. ВСЕГЕИ, т. 54. Л.

Чемеков Ю. Ф. 1961д. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей и северной части Тихого океана. В сб. «Морские берега». Тр. Ин-та геол. АН Эстонской ССР, т. 8. Таллин.

Чемеков Ю. Ф. 1963. Морфология, генезис, возраст и условия формирования древних поверхностей денудационного выравнивания на юге Дальнего Востока СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 90. Матер. по четверт. геологии и геоморф., вып. 5. Л.

Чемеков Ю. Ф. 1964. История развития речной сети бассейна р. Амура. Изв. АН СССР, сер. географ. № 1.

Чемеков Ю. Ф., Сей И. И., Седова М. А., Бурилина Л. Б. 1960. Стратиграфия рыхлых отложений Амуро-Зейской депрессии. Сов. геол., № 2.

Чернышев Б. Б. 1937. Силурийские брахиоподы Монголии и Тувы. Матер. экспед. геол. отряда, вып. № 5. АН СССР. М.—Л.

Чернышев Б. Б. 1937а. Верхнесилурийские и девонские *Tabulata* Новой Земли, Северной Земли и Таймыра. Тр. Арктич. ин-та, т. 91.

Чернышева Н. Е. 1937. О девонских брахиоподах Монголии. Тр. Монг. комиссии, № 27, вып. 3.

Чураков А. Н. 1939. Докембрий Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Стратиграфия СССР, ч. I.

Чурин П. В. 1910. Маршрутные геологические исследования вдоль строющейся Амурской ж. д. в 1909 г. Изв. Геолкома, т. 29, № 2.

Шатский Н. С. 1932. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., 10, вып. 3—4.

Шатский Н. С., Давыдова Т. Н. 1937. О мезозое северной части Буреинского бассейна. Матер. по геол. Буреинск. басс., вып. 2. Тр. ВИМС, вып. 123.

Шмидт Ф. Б. 1859. Отчет начальника экспедиции геологических исследований по Амуру. Вестн. Русск. географ. об-ва, ч. 25, № 2.

Шмидт Ф. Б. 1860. Отчет начальника экспедиции геологических исследований по Амуру. Вестн. Русск. географ. об-ва, ч. 28, № 1.

Шмидт Б. Ф. 1866. Труды Сибирской экспедиции. Отчет о физико-географических исследованиях.

Шмидт Ф. Б. 1868, 1873. Труды Сибирской экспедиции, т. I (1868), т. III, вып. I (1873).

http://jurassic.ru/

Шпак Н. С. 1961. Новые данные по стратиграфии архейских и протерозойских образований восточной окраины Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 7.

Эдельштейн Я. С. 1905. О геологическом строении и об орографии Сихотэ-Алиня. ЗМО, сер. 2, ч. 41.

Эйриш Л. В. 1960. Новые данные по геологии докембрия и палеозоя юга Малого Хингана. Сов. геол., № 3.

Эйриш Л. В. 1962. Стратиграфия синийских отложений хребтов Малого Хингана и Турана. В кн. Тез. докл. совещ. по стратигр. отлож. позднего докембрия Сибири и ДВ. Новосибирск.

Яброва Л. А. 1958. Дайковые породы Тырмо-Буреинских гранитоидов р. Ягдыньи (Хабаровский край). Зап. ЛГПИ им. Герцена, т. 172.

Яворовский П. К. 1902. Геологические исследования от ст. Черняевой до г. Благовещенска на Амуре. Геол. исслед. золот. обл. Сибири, вып. 3, СПб.

Яворовский П. К. 1911. Краткий очерк Зейско-Буреинской третичной площади. Геол. исслед. золот. обл. Сибири, Амурско-Приморский р-н, вып. 11. СПб.

Яковлев В. Н. 1948. Новые данные по стратиграфии Верхне-Амурской области. Сов. геол., № 32.

Яковлев Н. Н., Иванов А. П. 1956. Морские лилии и бластоидеи каменноугольных и пермских отложений СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 11.

Ярмолюк В. А. 1946. Протерозой восточной части Алданской плиты. Матер. по геол. и полезн. ископ. ДВ.

Bogdanowitsch K. und Diener C. 1900. Ein Beitrag zur Geologie der Westküste des Ochotskischen Meers, Situngsber. d. mathem.— natur. Classe d. K. Akad. d. Wiss., Wien, Bd. CIX, Abth. 1.

Okubo M. 1956. Some Devonian Brachiopods and Trilobites of the Southern Kitakami Mountainland Japan. Journ. of Geol. and Geogr., vol. XXVII, No 1.

Suguyama T., Okano H. 1941. On the Discovery of Phacops (s. s.) from the Nakazato Series (Middle Devonian) of the Kitokami Mountainland. Journ. Geol. Soc. Japan. vol. 48, No 574.

Stuckenberg A. 1886. Materialen zur Kenntniss der Faune der Devonischen Ablagerungen Sibiriens. Mem. l'Acad. Imper. des Scien de St. Pet., Ser. VII c t. XXXIV, No 1.

http://jurassic.ru/

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

А

Аблюкун, р. 408
Абогыдже, пещера, 89
Абрашиха, падь 324
Абрашиха, пос. 324
Авлаякан, р. 612
Авча, гора 583
Агафуй, р. 32
Агда, р. 75
Агдони, р. 67, 68
Агние-Афанасьевский, пос. 547
Агние-Афанасьевский р-н 551, 555
Адникан, р. 251
Аим, р. 87, 89
Аим, с. 86
Аимка, р. 427
Айканrра (Айконда, Ийканда), р. 15, 153, 614, 625
Айканrра-Аянский р-н 150
Академии, залив 22, 30
Акишма, р. 65, 68, 69, 130, 147, 215, 392, 427, 501, 502, 504, 622, 636
Акур, р. 536, 583, 584
Акур, станция 296
Акчи, р. 574, 575
Ал, р. 506, 507, 513, 514, 624
Алакан, р. 192
Албазино, с. 206, 237
Албазинский, р-н 555
Албазинские прииски 552
Алгома, р. 50, 83, 385, 386, 610
Алгая, р. 108, 110, 626
Алдан, р. 12, 15, 24, 26, 29, 40, 112, 115, 123, 651, 652
Алданское нагорье, 15, 38, 83, 354, 651, 667
Алдома, р. 15, 131, 374, 452, 454
Александровск-на-Сахалине, г. 37
Алинь, р. 70
Алла, р. 407, 477
Алдан, ключ 247
Аллах-Юна, р. 113
Аллочкин, отрог 302
Аллочка, гора 549, 551
Алтахты, р. 417, 429, 430, 434
Альский хребет 189
Алчан, р. 314
Амагу, р. 318
Амазар, р. 43, 125, 134, 135, 139, 140, 159, 184, 202, 206, 403, 615
Амакан, р. 501, 502
Амбардах, р. 72, 73, 193
Амгу, р. 301
Амгунь, р. 10, 19, 20, 27, 29, 33, 44, 157, 183, 190, 198, 224—227, 266, 267, 271, 295, 297, 298, 322, 365, 525, 534, 549, 556, 570, 571, 640, 642, 683
Амгунь-Дукинский р-н 159, 167
Амигдаки, р. 276, 279
Амкан-Макит, р. 68
Амнун, р. 202
Амур, р. 9—12, 15, 18—22, 26—30, 32—35, 37, 39, 41, 43, 66, 95—98, 124, 125, 133, 134, 140, 147, 159, 181, 197, 199, 202, 207, 224, 235—243, 254—259, 267—273, 276—298, 300, 311—313, 320, 322—325, 328, 329, 334, 346, 350—352, 412—414, 513, 517, 525, 526, 549, 555, 574—580, 587, 603, 604, 618, 621, 638, 642, 645, 654—662, 664, 667, 672, 673, 679, 680, 683, 685, 687
Амуркан, р. 284
Амуро-Амгунская равнина 15, 21, 30
Амуро-Буреинский р-н 254
Амуро-Зейская равнина (плато) 15, 18, 34, 358, 654
Амуро-Зейский р-н 38, 401, 405, 476, 639, 679
Амурск, г. 35
Амурский лиман 319, 333, 352
Амут, р. 291, 292
Амуткачи, р. 613
Амхалга, р. 645
Ангарич, р. 203
Анго, прииск 414
Анго, р. 414
Аникан, р. 219, 222, 245
Антыкан, мыс 253, 625
Анюй, р. 20, 22, 179, 180, 229, 273, 275, 277, 287, 314, 518, 521, 526, 535, 536, 544, 590, 636, 641, 678
Арби, р. 255, 257, 412, 478, 483, 592
Арга, р. 18, 38, 326
Аргунь, р. 28, 202, 206, 207, 618, 672
Арму, р. 678
Артемовский рудник 316
Архай, р. 451
Архара, пос. 37
Архара, р. 636
Архаринский р-н 12
Ассыни, р. 108, 636
Асташиха, д. 259
Ата, р. 285, 291, 523, 531, 681
Атагский хребет 651
Атугей, р. 449
Аукан, мыс 319
Аукан, р. 319, 332, 334

http://jurassic.ru/

Ахобе, р. 315, 316
Аюмкан, р. 49
Аяк, с. 241
Аян, бухта 134, 153, 154, 674
Аян, пос. 9, 25, 153, 154
Аяно-Майский р-н 12, 79, 85
Аянский, п-ов 131
Аянский, р-н 130, 133, 152, 153, 673

Б

Бабстово, с. 187
Баджал, р. 225
Баджальский р-н 685
Баджальский (Баджал) хребет 19, 26, 263, 266, 280, 295, 299, 322, 355, 504, 507—509, 656, 663, 668, 684
Байганта, р. 147
Байкальская горная область 52
Балаганак, р. 68
Бала-Фу, гора 158
Балагачан, р. 260
Баладек, прииск 79
Батомга, р. 81, 82, 84, 452, 609
Безродный, ключ 241
Безымянный, ключ 223
Бейтоново, с. 237
Бекельдеуль, гора 18, 483, 592
Белая, р. 97, 414
Белая гора 577, 578
Белогорск (б. пос. Куйбышевка), г. 26, 37, 258, 325
Белогорская скважина 621
Бельгету, р. 424
Белый, мыс 150
Березовый Солдат, р. 98
Беренжа, р. 393
Берея, р. 181
Берингово море 362
Берха, мыс. 314, 316
Биджан, р. 20, 65, 67, 97, 98, 123
Бикин, г. 26
Бикин, р. 179, 267, 274, 277, 281, 287, 299, 315, 333, 356, 535, 640, 643, 644, 678, 682
Бира, пос. (станция) 264
Бира р. 20, 188, 223
Биракан, р. 264
Бираджа, р. 70, 210, 223, 322, 510, 623
Биробиджан, г. 34, 37, 638, 645
Битки, р. 550
Бичи, р. 224, 228, 288, 293, 295, 549, 550, 642
Благовещенск, г. 25, 26, 33—37, 147, 254, 259, 302, 304, 618
Богбасу, р. 229, 230, 518, 535
Богданиха, р. 413
Богин, р. 271, 272
Богородское, с. 286, 312, 350
Богуны, утес 196
Богучан, сопка 266
Боковикова, мыс 150, 631
Боктор, пос. 228
Боктор, р. 295, 570, 571, 573
Болонь, оз. 30
Болотистый, ручей 186
Больба, мыс 287, 288, 290, 291
Большая, гора 549
Большая Аимка, р. 67, 68
Большая Вилка, р. 268, 271
Большая Даурка, р. 48
Большая Дуганджа, мыс 509
Большая Иличи, р. 467
Большая Калахта, р. 185, 477
Большая Каменушка, р. 264, 417, 426, 494
Большая Лаханда, р. 85
Большая Малтани, р. 132
Большая Омутная, р. 397, 403, 464
Большая Сивагли, р. 137
Большая Тында, р. 397
Большая Ходя, р. 584
Большая Хурба, р. 226, 227
Большая Эльга, р. 101, 571, 572
Больше-Михайловское, с. 267, 293, 295, 574
Большие Сололи, р. 492, 563
Большие Хормы, р. 284
Большие Чурки, хребет 20, 167, 178, 183, 184, 187, 198
Большое Токо, оз. 30, 354, 368, 369, 652
Большой Аим, р. 81, 82, 84, 112, 117
Большой Амнус, р. 502
Большой Артек, р. 149
Большой Бекельдеуль, р. 61
Большой Бырандекит, р. 132
Большой Джелтулак, р. 134, 145, 146
Большой Джуркан, р. 413
Большой Ерик, р. 221
Большой Ивар, с. 616
Большой Ижак, р. 326, 327
Большой Инникан, р. 114
Большой Иски, р. 293, 313
Большой Кандык, р. 91
Большой Караурак, р. 100, 103, 106
Большой Кенгурак, 464
Большой Наэрген, р. 75
Большой Невер, р. 127, 134, 136, 202, 203, 205, 206
Большой Невер, станция 37
Большой Ольдой, р. 159, 397, 401, 457, 462, 464, 467, 587, 591, 613
Большой Суникан, р. 260, 625
Большой Таринах, ключ 105
Большой Тыркан, р. 39, 608
Большой Укчавей, р. 253
Большой Хехцир, хребет 20
Большой Хинган, хребет 614, 679
Большой Чимчан, р. 60
Большой Чукан, р. 414, 415
Большой Шантар, о-в 22, 42, 150—152, 433, 506, 514, 515, 631
Большой Ягмакит, р. 392
Бом, р. 654
Бомнак, пос. 25
Боринджа, гора 151
Борисова, мыс 625
Борку, гора 526
Боссейн (Поссен), ключ 223
Ботчи, р. 301, 315, 317, 318, 580, 582
Бочкаревка, р. 325
Боэм, мыс 332
Брусничный разъезд 391
Брянта, пос. 327
Брянта, р. 17, 59, 60, 371, 378, 610, 653
Бугор, р. 194
Будукан, станция 188
Будюр, р. 225
Булей, ручей 184
Бургали, пос. 413

http://jurassic.ru/

Бургали, р. 203, 204
Бургуликан, р. 478—480
Буреинский р-н 235, 242, 298
Буреинский хребет 15, 18, 19, 24, 26, 30, 69, 75, 184, 198, 222, 355, 365, 390, 415, 602, 623, 636, 656, 665, 666, 668, 675
Бурея, г. 37
Бурея, р. 18, 19, 27, 29, 33, 38, 68, 69, 72, 73, 75—78, 107, 111, 122, 183, 190, 192—195, 198, 201, 215—222, 225, 226, 235, 245, 246, 250, 252, 254, 259, 299, 417, 429, 430, 434, 485, 534, 599, 570, 603, 618, 621, 628, 635, 673, 677, 680
Буринда, р. 206, 255, 473
Бурунбава, р. 97
Буссе, с. 256, 257
Бут, р. 536
Быки, р. 325, 408
Быссы, пос. 26
Быстрый, ключ 411
Бюко, хребет 18, 38
Бяполи, р. 526

В

Вандан (Ванданский), хребет 20, 39, 167, 177, 178, 183, 197, 198, 329, 639, 656, 675, 676
Ванданский (Кур-Урмийский) р-н 181
Ванино, порт 37
Вассинская протока 267, 268, 283, 284
Венюково, станция 329
Верхнеамурский р-н 183, 243
Верхне-Благовещенск, пос. 414
Верхне-Буреинский, р-н 10, 12, 45, 167, 427
Верхне-Зейская равнина 15, 17, 18, 33, 326, 654
Верхне-Николаевка, пос. 127
Верхненорский р-н 107
Верхне-Селемджинский р-н 79, 149
Верхне-Тамбовское, с. 267
Верхне-Удоминский, р-н 528
Верхнее Приамурье 11, 38, 39, 41, 43, 124—126, 133—142, 147, 156, 158, 159, 181, 183, 184, 198, 201—203, 206, 231—238, 242, 243, 254—257, 395, 401, 456—459, 467, 472, 474, 587, 588, 591—593, 612, 621, 639, 673, 674, 676, 679, 680
Верхний Амур, р. 33, 134, 158—160, 439, 601, 603, 618
Верхний Деш, р. 72, 73, 394
Верхний Красный Перевал, с. 277
Верхний Мельгин, р. 98, 99
Верхний Мын, р. 100, 103
Верхняя, р. 119
Верхняя Ларба, р. 474
Верхняя Удоми, р. 195, 281, 291, 531
Верхняя Эльга, р. 630
Верхотуровка, с. 316
Веснянка, р. 180
Владивосток, г. 10, 37
Волочаевка, станция 37, 178
Волочаевская сопка 20, 659
Волчья, р. 37
Воробьевский, разъезд 96
Воронежские высоты 20, 166, 642, 658
Воскресеновка, с. 256, 258, 288
Воскресенское, пос. 574, 575
Воспоруха, р. 68
Восточно-Сибирское море 275
Восточное Забайкалье 41, 44, 134—136, 157, 158, 167, 236, 243, 395, 457, 587, 588, 591, 601, 603, 614, 672
Восточное Прибайкалье 311
Восточный Сихотэ-Алинь 301, 315, 320, 689
Врангеля, мыс 549
Вторая Седьмая, р. 274, 277
Второй Заур, р. 274
Вяземская, станция 25, 198, 277, 315, 330, 349
Вяземский р-н 287, 682

Г

Гага, р. 141, 146, 476—478
Гайчан, р. 529
Галлам, р. 29, 100, 149, 150, 207, 210, 625, 630
Гамикан, р. 54—56
Гарь, р. 130, 133, 146, 406—410, 482, 586, 673
Гарь 2-я, р. 405, 406
Геран, р. 651
Герби, р. 132, 291, 571
Гербикан, р. 100, 118, 119, 121, 188, 207, 210, 214, 630
Гербичи, р. 191
Геткан, р. 474
Гекан, р. 80, 84
Гига, р. 57
Гили, лесоучасток, 349
Гилюй, р. 17, 41, 58, 385, 386, 390, 445, 654
Гобилли, р. 195, 268, 273, 521, 535
Голода, мыс 320
Гонам, р. 10, 12, 15, 48, 81, 83, 366—368, 454
Гонгор, р. 636
Гонгра-Макит, р. 78
Гонжа, р. 481
Горбатый, мыс 150, 151
Горболок, р. 391
Горбыляк, хребет 167, 177, 183
Горелый, ключ 321
«Горин», метеостанция 177
Горин, р. 19, 157, 167, 174, 176, 177, 183, 224—227, 254, 271, 273, 283, 293, 312, 534, 570, 572, 635, 638, 640, 683, 684
Горинская равнина 20
Горное Калашниково, пос. 128, 256
Горящие горы 323, 325, 328
Граматуха, р. 434
Граматуха, с. 616
Гродеково, пос. 638
Гродековский р-н 674
Гроссевичи, бухта 321, 542
Гроссевичи, с. 316
Гряда Каменистая, гора 574, 576
Грязная, р. 265
Гуджал, р. 67, 69—72, 74, 99, 217, 218, 222, 392, 393, 417, 568, 636
Гуджик, р. 219, 221, 222
Гулик, гора 583
Гулик, р. 477, 481
Гуран, р. 147, 414, 618

http://jurassic.ru/

Гыджу, гора 584
Гыджу, мыс 582
Гыным, р. 10

Д

Давры, ключ 230
Дагды, р. 320
Даениха, р. 617
Далган, оз. 21
Дамбуки, пос. 653
Даубихе, р. 158
Даур, хребет 20, 488
«Два брата», возвышенности 197
Де-Кастри, залив 316, 661
Демукукан, р. 223
Деп, р. 43, 128, 134, 141, 142, 146, 183, 185, 186, 202, 238, 239, 255, 478, 618, 629
Дёсс, р. 122, 148, 326, 629
Джагарма, р. 53—55
Джагдони, р. 149, 630
Джагды, хребет 18, 24, 38, 79, 100, 105—108, 111, 117, 119, 122, 149, 167, 181, 188, 198, 347, 355, 406, 433, 602, 622, 629, 653, 654, 666, 672, 673, 687
Джаки-Унахта-Якбыяна, хребет 19, 167, 177, 226, 572, 657
Джалинда, р. 127, 400, 403, 493, 561
Джалинка, р. 246
Джалунское оз. 349
Джаляк, р. 100, 106
Джамкучи, р. 326, 327
Джана, р. 15, 47, 49, 53, 54, 152, 322, 365, 366, 370—375, 380, 612, 614, 671
Джапи, р. 641
Джапталан, р. 176
Джаур, р. 195, 196, 230, 521, 678
Джаян, р. 59
Джевдахи, оз. 21
Джегдана, р. 100, 103, 188
Джегдаси, р. 536
Джело, р. 500
Джелтула, р. 464
Джелтулак, р. 130, 409, 482
Джелтулинский Становик, хребет 395, 397, 464, 466, 472
Дженкоша, р. 414
Джиакунь, р. 177, 570
Джолак, р. 630
Джугджур, хребет 9, 10, 12, 15, 24, 26, 30, 38—41, 47, 52, 53, 63, 112, 150, 261, 354, 355, 366, 368, 370, 374, 378—380, 388—390, 395, 439, 441—443, 447—451, 454—458, 585, 592, 598, 601, 604, 610, 613, 614, 624, 651—653, 663—668, 681
Джугдыр, хребет 15, 355, 356, 651, 653, 668
Джуркан, р. 412
Джялак, р. 118—120
Дземги, пос. 272
Дикан, р. 417, 434
Диктанда, р. 91
Дипны, пос. 351
Дитур, р. 95—97, 390
Дичун, р. 65, 66
Добринский, хребет 134, 156, 419, 635, 639
Долбырь, р. 108
Долохит, р. 397
Древний, ключ 420
Дробовичная, р. 391
Дубликан, р. 72, 218, 248, 251, 622
Дубовая гора 574, 576
Дуваниха, ключ 95
Дуганджа, мыс 623
Дугда, р. 407, 626
Дугино, оз. 203
Дуки, р. 225—227, 534, 570
Дуки-Амгунский р-н 642
Дукун, р. 169
Дурал, р. 269, 276
Дуриловский хребет 97
Дуссе-Алинь хребет 15, 19, 26, 30, 74, 355, 656, 668
Дуте, р. 406
Дуткан, р. 326
Дюкали, р. 196
Дюпкон, р. 108

Е

Единка, р. 301, 315, 316
Екатерино-Никольское, с. 25
Екатеринославка, с. 679
Елабуга, пос. 348
Елна, р. 478, 481, 482
Ельна, р. 149
Енисей, р. 27
Енна, р. 420
Ерковцы, с. 302
Ерковецкий р-н 687
Ермаково, с. 413

Ж

Жолмых, мыс 279
Журбан, с. 262
Журбановский увал 262

З

Забайкалье 15, 198, 243, 591, 593, 612
Зававхи, ручей 180
Завитая, станция 26
Западное Приохотье 32, 41, 107, 108, 130, 134, 150, 158, 183, 188, 198—202, 207, 209, 210, 215, 231, 233, 235, 252—254, 260, 356, 395, 433, 452, 506, 513, 587, 601, 612, 630, 661, 664
Западный Сахалин 296
Западный Сихотэ-Алинь 201
Западный Хинган, 264
Зева, р. 278, 316
Зейский р-н 242
Зейско-Буреинская равнина (низменность 18, 32, 36, 258, 299, 601, 654)
Зейско-Депский р-н 43, 238, 243
Зейско-Селемджинский р-н 141, 158, 160, 167, 254, 255, 405, 601, 674
Зейское ущелье 654
Зея, г. 37, 141, 257, 626
Зея, р. 9, 10, 15—18, 27, 29, 32, 33, 35—38, 50, 53—58, 61, 108—110, 124, 127, 128, 133, 134, 141, 158—160, 201, 202, 235, 238—243, 255, 259, 262, 302, 323—327, 346, 350, 371, 375, 380, 385, 386, 406, 412—414, 454, 476, 478, 601, 603, 610, 612, 616, 619—621, 626, 653—655,

http://jurassic.ru/

662, 668, 669, 673
Златоустовский, пос. 37
Золотая, гора 654
Золотой, ручей 192
Зубаревский, ключ 128

И

Ивак, р. 50
Ивановка, пос. 37, 302, 622
Ивановский р-н 687
Игакский, ключ 206, 237
Игдоми, р. 573
Игкан, р. 510
Игнашино, с. 255—257
Идюм, р. 49, 83, 366
Известковая, станция 124, 264, 489, 493
Известковый, ручей 414
Ийканда (Айкангра), р. 152
Икан, р. 407
Иктанда, р. 453
Илазава, р. 274
Иликан, р. 58, 59, 327, 464
Ильинка, пос. 179
Ильтивусский, хребет 125, 136
Ильчакит, р. 116
Иман, р. 274, 278, 353, 535, 640, 678
Имачи, станция 125
Имкан, р. 235
Имчикан, р. 410
Инарагды, с. 239
Ингили, р. 80, 86, 87, 91, 92
Ингода, р. 591
Инимский р-н 185, 459
Инкан, р. 146, 147, 410, 411, 482, 616
Иоли, ручей 163, 164
Иоткан, р. 132
Ипата, р. 75, 76
Ир, р. 100, 149, 210, 630
Иски, р. 312
Искра, с. 311, 329
Иссими, р. 296, 315
Итмата, р. 119
Ихматакан, р. 214
Ичас, р. 84

К

Кабули, р. 168, 180, 274, 675, 676
Кавалькан, с. 91
Кавор, р. 296
Кади (Кадинское), оз. 30, 286, 580, 583
Казачий, разъезд 265
Кайла, р. (ключ) 141—144
Кайлан, р. 97, 124
Какдяму, скалы 196
Какинская бухта 576, 577, 580
Калахта, р. 185
Калбакан, р. 176
Калиновка, пос. 288, 289
Кальма, пос. 286
Каменистый, ключ 480
Каменушка, р. 61, 95, 222, 223, 413, 414
Капсюль, р. 271, 273
Кара-Бурен, гора 448
Карагай, р. 264
Карадуб, р. 263
Касаткина, с. 259
Кастри, гора 583
Катерин Луч (Кухтерин Луч), поселок 127
Като, станция 540
Катон, пос. 223
Катон, р, 188, 223, 264
Катэн, р. 180
Кафэ, р. 168, 180
Кеаган, р. 132
Кеву-Ке, р. 285
Кевыта, р. 70, 392
Кедр, р. 639
Кенада, станция 533
Кенгурак, р. 397
Кепка, оз. 329
Керак, р. 202, 203, 473
Керби, р. 69, 78, 107, 111, 503, 628, 631, 638, 640
Кет-Кап, хребет, 15, 39, 45
Кивда, р. 302
Кивдо-Райчихинский р-н 43, 687
Кивили, р. 68
Кивыта, р. 222
Кизи, оз. 30, 288, 293, 296, 299, 583, 643, 667
Килай, р. 152
Кимкан, р. 97, 123, 264, 490, 491
Киран, р. 15, 52, 56, 57, 353, 370, 651, 667
Киранкан, р. 612
Кирбия, р. 91
Кирилась, р. 75, 77, 78
Кировский, пос. 474, 653
Киселевка, д. 21, 197, 224
Киселевский, р-н 677
Китай-Дыр, р. 494
Китаками, горы 158
Клинаха, р. 617
Клостер-Кампский, маяк 24
Ко, гора 22
Козулиха, гора 426
Козулиха, р. 426
Кокчу, р. 296
Колыма, р. 275
Комсомольск-на-Амуре, г. 19, 26, 33, 34, 37, 178, 267—273, 275, 319, 351, 531, 540, 642, 664
Комсомольский р-н 45, 224, 228, 268, 271, 295, 334, 529, 681, 684
Комсомольско-Горинский (Озерный) р-н 224
Комуй, р. 453
Конда, р. 153
Конин, р. 506, 507, 514, 668
Кононный, р. 371
Контрольный, ключ 190
Коппи, р. 22, 26, 273, 275, 278, 287, 316, 319, 332, 526, 536, 541, 543, 550, 581, 582, 584
Корель, бухта 631
Корель (Кунгай), р. 631
Корея 301, 688
Корсаковский, кривун 181
Корякское, нагорье 629
Костеньга, р. 98, 123
Коу-Гоу, урочище 228
Кохань, р. 653
Кочеги, ручей 104
Красная Речка, с. 183, 331
Красный, мыс 151

http://jurassic.ru/

Красный Партизан, мыс 333, 334
Красный Утес 320
Крестовка, р. 125, 397, 462
Круглое, с. 295
Кузнецовая, р. 301, 315, 333
Кузнецово, с. 413
Кузнецовский Перевал, станция 533
Кузнецовский, разъезд (станция) 281, 296
Кукан, р. 134, 156, 163, 164, 171, 174—177, 191, 393, 571, 572, 596, 637, 638
Куканский, хребет 19, 39, 171, 638, 639, 656
Кукачан, р. 177
Кукси, р. 268, 287
Кукур, р. 55
Кулемная, р. 66
Кульдур, р. 420
Кульдур, станция 424, 489
Кульдурско-Яуринский перевал 489
Кумара, пос. 620
Кумаринский, кривун 300
Кумары, с. 256, 257
Кумусун, р. 78, 626
Кун, станция 282
Кундуми, р. 370, 374
Кундур, станция 264
Кун-Манье, р. 370
Купури, р. 54, 386, 612
Кур, р. 134, 155, 156, 159, 162, 163, 165—169, 171, 173—177, 182, 224, 226, 266, 485, 534, 570—572, 640, 683
Кур-Урмийский р-н 155, 158, 159, 162, 168, 181, 423, 674
Куранах, р. 75, 76
Курильские о-ва 24
Курум, р. 121
Курумминджа, р. 191, 192
Курумкан, р. 191, 391
Кутаманда, р. 204
Кутын, река 510
Кухтерин Луг (Катерин Луг), пос. 127
Куюксы, р. 322
Кхуцин, р. 301, 315, 316, 321, 332, 333, 336
Кыран, р. 253, 625
Карыно-Аянский р-н 152

Л

Лавла, хребет 651
Лавля, р. 55—57, 152, 372, 380
Лагап, р. 630
Лазарева, мыс 22
Лалдыт-Кана, ручей 130
Лан, р. 119, 120, 184, 188, 189, 207, 625
Лангара, р. 222, 223, 264
Ландор-Ниготни п-ов 153
Ланский, хребет 17, 668
Лантарь, р. 15, 131, 132, 153, 154, 452, 614
Ларганда, залив 153, 154
Ларгасу (Ларгаса), р. 268, 281, 282, 284, 292
Латаа, р. 84
Лахандинская скважина 85, 87—90
Левая Бурея, р. 157, 503, 640
Левая Бурунбава, р. 98, 124
Левая Пильда, р. 228
Левая Чуя, р. 274
Левый Кимкан, р. 492
Левый Кукан, р. 164
Левый Неупокоевский, ручей 186
Левый Уссомах, р. 194
Левый Харбукан, р. 174
Левый Хинган, р. 491
Лена, р. 27, 275
Ленковая, р. 152
Лепикан, р. 73
Летрик, р. 394
Лимури, р. 224, 227, 271, 272, 284, 291, 293, 525, 549, 550, 642
Лимурчан, р. 271, 272, 281
Листвяничная, р. 491
Литке, мыс 557
Литовко, станция 311, 645
Лови, р. 132
Лондоко, станция 263, 489
Лондоковский известковый завод 96
Лопча, р. 467
Лопчакан, р. 467
Луговая бухта 315
Луговая, р. 96, 97
Лукинда, гора 397, 400
Лунки, р. 329
Лурикан, хребет 15, 651
Луча, р. 53, 75, 385, 386, 612
Лысая сопка 421
Ляки, р. 91
Ляконди, р. 99

М

Ма, р. 316
Маврикиевская, р. 75
Магадан, р. 37
Магай, р. 614
Маган, р. 75—78, 193—195
Магей, р. 452
Маго, пос. 576
Магу, хребет 20, 657
Мазаново, с. 25, 26
Майкан, р. 296
Маймакан, р. 15, 63, 80—82, 84, 322, 374, 447, 609
Майский прииск 327
Майский р-н 328
Майский, хребет 15, 355, 443, 447, 448, 651, 668
Майско-Охотский р-н 673
Макча, р. 479
Малая Аимка, р. 67, 68
Малая Калахта, ручей 185, 186, 477
Малая Каменушка, р. 264, 390, 426, 489
Малая Комуя, р. 447
Малая Лаханда, 89
Малая Налео, р. 312
Малая Нанаки, р. 392
Малая Нюкжа, р. 456
Малая Олоно, р. 561
Малая Омутная, р. 126
Малая Оринда, р. 486
Малая Сазанка, пос. 323—325
Малая Самара, р. 417
Малая Самарка, р. 422
Малая Бурея, р. 334
Малая Сололи, р. 563
Малая Томь, р. 429
Малая Тында, р. 407
Малая Хурба, р. 227

http://jurassic.ru/

Малгин, р. 86
Малгинская, скала 87
Малмыж, с. (поселок) 312
Малое Токо, оз. 50
Мало-Михайловское, с. 267, 293, 295
Мало-Хинганский горный район 18
Малтани, р. 132
Мальмальта, р. 72, 73, 194
Малые Чурки, хребет 167, 178
Малый Аим, р. 81, 82
Малый Аникан, р. 219
Малый Артек, р. 104
Малый Аяк, р. 242
Малый Дитур, р. 390
Малый Дуганджа, мыс 624
Малый Ерик, р. 251, 252
Малый Иличи, р. 464
Малый Кандык, р. 89
Малый Караулак, р. 103, 105
Малый Кенгурак, р. 462
Малый Мелькан, р. 150
Малый Невер, р. 203
Малый Ниран, р. 169
Малый Ольдой, р. 127, 403, 462, 467
Малый Суникан, р. 209, 214, 625
Малый Тыркан, р. 39, 608
Малый Укчавей, р. 253
Малый Ургал, р. 334
Малый Уркан, р. 397, 461
Малый Устун, р. 98
Малый Халан, р. 126, 137
Малый Халынь, гора 247
Малый Хинган, хребет 9, 10, 11, 12, 15, 18, 24, 38, 43, 47, 65—67, 71, 75, 79, 94—99, 111, 123, 156, 162, 187, 188, 199—201, 222, 231, 233, 263, 265, 266, 297, 322, 365, 390, 415, 417—420, 422, 423, 426, 427, 430, 433, 439, 485, 486, 489, 490, 492, 495, 504, 559, 563, 601, 603, 604, 620, 621, 633, 636, 650, 656, 662, 673, 675, 679, 680
Малый Чимчан, р. 60
Малый Чукан, р. 412
Мамга, бухта, 183, 189, 190, 207, 208, 210, 509, 631
Мамга, р. 209
Мами, р. 97
Мамын, р. 127, 129, 130, 133, 145, 146, 235, 255, 406, 408—410, 434, 586, 616, 620, 655, 673
Маньчжурка, р. 95—97
Мапея, р. 70
Мар-Кюель, оз. 114
Мари, разъезд 256
Мариинск, пос. 25
Матай, р. 274, 277
Мачтовая (Тудур), р. 268, 286
Мая, р. 9—12, 15, 24, 26, 28, 29, 40, 79—91, 111, 113—117, 132, 609, 671
Мая-Половинная, р. 15, 29, 47, 49, 50, 53—56, 365, 366, 370—375, 387, 390, 610, 671
Маяк, мыс 329
Маяк, пос. 330
Маячная, гора 67
Меванджа, хребет 19, 152, 668
Мевачан, хребет 20, 39, 657
Медвежий, залив 278
Медвежье Одеяло, мыс 439, 507—509
Медвежьи сопки 139, 140
Медный, мыс 320
Мельгин, р. 38, 44, 99, 111, 122, 134, 424
Мельгинский р-н 79, 148
Мелькан, р. 149
Меньшикова, ключ 411
Мерек, р. 190, 191
Мерикон, р. 154
Минжак, р. 61
Мирониха, р. 417, 421, 422
Могда, р. 267
Модиян, ключ 189
Мокча, р. 141, 159, 160
Монома, р. 195
Мопау, р. 273, 275
Мотовая, р. 60
Мотяга, р. 316
Моховой, ключ 141
Мукунгнакан, р. 612
Мули, р, 281, 291, 531, 536, 644
Мулинский бассейн 158
Мулома, р. 30
Мульин, р. 317
Мульмуга, р. 17, 60, 371, 378, 387, 612
Мульмугакан, р. 387, 613
Муманда, р. 512
Муникан, р. 354, 668
Муравьиная, гора 659
Мутная, р. 66, 265, 266
Мухен, р. 22, 34, 311, 314, 685
Мухино, с. 323
Мухтеля, оз. 664
Мухэ, пос. 277, 311, 329, 331
Мяо-Чан, хребет 19, 39, 227, 267, 534, 656, 657
Мяо-Чанский р-н 528, 534, 544

Н

Набатовские сопки 162
Налевский участок 312
Налео, р. 267, 301, 312, 332, 336
Налдынджа, р. 211, 394
Нальда, р. 132
Накатова, мыс 319
Накки, протока 351
Наптарги, ручей 185
Начага, р. 584
Невер, р. 257
Негыданджа, р. 71
Нелькан, пос. 672
Нелькан, р. 88, 153, 623
Нельканский мыс 131
Нельма, р. 315
Нельта, р. 314
Немерикан, р. 152
Немериканский хребет 651
Неми, р. 261, 262
Немилен, р. 503
Немилен-Чукчагирская равнина 19
Немпту, р. 20, 34, 281, 311, 645, 685
Немуй, р. 15, 56, 58, 612, 614
Ненатыджак, р. 119
Нерча, р. 591
Нёт, р. 88, 89, 91, 92
Нижне-Амурский р-н 254, 301
Нижне-Тамбовское, с. 33, 268, 283, 286
Нижнее Приамурье 10, 12, 30, 32, 39, 41, 45, 201, 224, 229, 231, 233, 267, 268, 276, 278, 280, 291, 298, 312, 329, 333, 349—352, 527, 547—553, 555, 556,

http://jurassic.ru/

558, 573, 574, 576, 589, 601, 603, 604, 656, 658, 661, 666—669, 680, 682, 690
Нижние Хоймичи, падь 136
Нижний Амур, р. 15, 20, 350, 352
Нижний Деш, р. 73
Нижний Мельгин, р. 99, 122, 416, 434
Нижний Мын, р. 100, 101, 103, 107
Нижний Полумай, р. 195
Нижний Ульку, ключ 391
Нижняя Бираңджа, р. 67, 221
Нижняя Илга, р. 428
Нижняя Ларба, р. 445
Нижняя Удома, р. 284, 285, 525
Никита, р. 486, 489, 496—497
Николаевск-на-Амуре, г. 25, 32, 34, 37, 292, 334
Николая, залив 22, 30, 32, 354, 356, 549
Никта, мыс 209, 623
Нилан, р. 44, 78, 107, 157, 158, 161, 162, 631, 638, 640
Нилано-Буреинский р-н 158, 159
Нилано-Левобуреинский р-н 157
Ниланский р-н 161
Нимакан, р. 216, 221, 250
Ниман, р. 65, 67—69, 74—78, 111, 134, 147, 148, 194, 218, 220, 222, 392, 423, 427, 430, 434, 633, 635, 673
Нимано-Кербинский р-н 100, 107
Ниманчик, пос. 192
Нимган, р. 71
Нимелен, р. 44, 636, 641
Нимчаки, р. 191
Нингам, р. 449
Нинни, р. 130, 141, 146, 185
Ниран, р. 170, 191, 192
Ницзюхе, р. 158
Ново-Иннокентьевка, д. 257
Ново-Киевка, пос. 596
Ново-Сергеевка, пос. 265
Ново-Троицкое, с. 67
Новый Кабель, пос. 292
Нони, хребет 559, 568, 569
Нора, р. 127—130, 133, 145, 146—149, 255, 346, 410, 434, 586, 615, 617, 673
Норский склад 26
Носьпах, мыс 312, 313
Нырта, р. 250, 251
Нюкжа, р. 12, 47, 58, 397, 400, 467, 591, 671
Няуми, гора 659
Няухе, р. 268, 274
Нячи, р. 433, 434

О

Обдерган, р. 427
Обещающий, ключ 141
Облучье, г. 25, 26
Обмани, р. 491
Обор, р. 20, 268, 274, 645
Оборско-Нептунская низменность 333
Обь, р. 27
Овланджа, р. 453
Огоджа, р. 103, 392, 635, 680
Огорон, оз. 18, 629, 654
Оконон, р. 448
Октаченджи, ручей 71
Октябрьский, прииск 130, 146, 327, 410, 411, 413, 414, 477, 478, 480—482, 586, 592, 655
Окчо, р. 268, 275, 276
Ола, р. 246
Олай, мыс 152, 631
Олгондо, р. 451
Олгосо, р. 177
Олега-и-Табыт, хребет 15
Олёкма, р. 48, 52, 381, 441, 467, 585, 592, 610
Оленья, р. 152
Олонка, р. 427
Олоно, р. 264, 392, 490, 491
Ольга, р. 202, 478—480, 592
Ольга-Тетюхинский р-н 162, 197
Ольгинский, пос. 100
Ольдой, р. 18, 125, 134, 135, 137, 139, 140, 159, 202—206, 591, 616, 618, 626
Олькоголь, р. 573
Олькондо, р. 253, 625
Ольховый, ключ 536
Омал, р. 642
Омальский, хребет 20, 656
Омельдинский, хребет 656
Омерльджан, р. 481
Омня, р. 84
Омутма, р. 70
Омутная, р. 124—126, 135, 136, 139
Оннеток, р. 120
Онон, р. 28, 325
Орви, р. 132
Орель, оз. 21, 30, 271, 576
Орогли, р. 326
Осежина, р. 202—206, 236
Осенний, ключ 99
Острая, сопка, 129, 130, 145
Острый, мыс 583
Оха, г. 37
Охотск, г. 22, 25, 661
Охотское море 15, 19, 22—24, 26, 30, 33, 108, 130, 153, 154, 210, 231, 322, 356, 357, 362, 595, 600, 601, 603, 610, 612, 638, 647, 652, 661, 663, 664, 667, 668, 690, 693
Охчинский, хребет 163, 165, 168, 170, 171, 174, 639

П

Падали, оз. 224
Пат, с. 294
Паукан, гора 639, 640
Пачана, р. 391, 393
Первая Седьмая, р. 277
Первый Заур, р. 274
Перевальная, р. 152
Перевальная, станция 424, 489
Перевальный, ручей 192
Перемыкино, с. 237, 238
Перемыкинский, кривун 237
Переясловка, с. 329
Петропавловск-на-Камчатке, г. 37
Петропавловское, оз. 197, 274
Пивань, р. 267
Пивань, станция 268, 273
Пикан, р. 409
Пикан, с. 25
Пильда, р. 20, 224, 227, 525, 549, 642
Пильда-Лимурийские возвышенности 20, 21
Пильдо-Лимурийский р-н 555
Пильдукан, р. 228

http://jurassic.ru/

Пионер, прииск 480—482, 592
Пир, р. 329
Писуй, р. 271, 550
Плотников, ключ 278
Погорелец, ручей 574
Погындеи, р. 275
Подкова, гора 151
Подхоренок, р. 273, 274, 277, 314
Поёма, р. 126
Покосный, ручей 102
Покровка, с. 348
Поликанский, хребет 163, 165, 168, 170, 171, 174, 638, 639, 656
Полины Осипенко, пос. 25
Полный, ручей 192
Половинка, р. 224
Полуночка, р. 411
Помпеевка, р. 65, 96, 98, 123, 124, 420, 434
Помпеевский, хребет 18
Понихеза, р. 268, 281
Посьет, бухта 318
Почечунь, р. 163, 165, 169, 170, 174
Пошоена, р. 71, 191, 393, 394
Поярково, с. 258
Правая Бурея, р. 74, 76, 78, 503, 640
Правая Якунь, р. 177
Правый Биджан, р. 97
Правый Неупокоевский, ручей 185
Правый Улун, р. 164
Правый Уссомах, р. 77, 78, 194
Преображенка, пос. 37
Приамурье 9, 10, 199, 362, 363, 586, 605, 665, 690
Приаргунский р-н 619
Прибрежный, хребет 15, 24, 26, 150, 152, 153, 353, 441, 442, 444, 446—448, 651, 652, 663, 668, 669, 680
Приморье 158, 162, 187, 198, 199, 217, 311, 319, 321, 329, 586, 666, 689
Приохотье, 108
Промышленный, ручей 188
Пропущенный, мыс 583
Пуля, с. 312, 313
Пучи, р. 316
Пушка, пос. 289, 290

Р

Радужный, мыс 151
Райчиха, р. 302
Райчихинск, г. 37, 302
Райчихинские карьеры 303
Расканджи, р. 71
Рейново, станция 205
Рогатый, ручей 164
Розовый, мыс 151
Романовка, пос. 549
Ромны, с. 323
Рубанок, ручей 230

С

Сабу, р. 296, 315
Саганар, р. 72, 394
Сагаян, р. 146
Сагды-Бира, р. 264, 420
Сагды-Бяка, р. 581
Сагур, р. 103
Саласу, р. 293, 296
Солокачи, р. 65—67, 262, 427, 486, 489
Самара, р. 65, 66, 95, 97, 98, 123, 124, 320, 422
Самарга, р. 22, 268, 274, 284, 287, 288, 296, 301, 315, 316, 336, 649
Самурский, хребет 278
Самыр, р. 76
Сан-Чуя, гора 227, 228
Сандинская, протока 273
Санар, р. 169
Санарбакит, р. 177
Санар-Макит, ручей 171
Санга, р. 229
Санкуна, гора 583
Сарапульский, пос. 331, 348
Саргаканда, р. 49
Сартами, р. 325
Сахалин, о-в 37, 283, 299, 316, 317, 330, 333, 598, 601—603, 629, 644, 649, 686
Сахалинский залив 268, 312, 333, 556, 638, 649
Сахарная Голова, гора 552, 557
Светлый, мыс 661
Свободный, г. 37, 350
Себаш, р. 189, 209
Северный, мыс 631
Северный Ледовитый океан 15, 26
Северный Сихотэ-Алинь 9, 41, 159, 167, 180, 181, 183, 195, 198, 201, 229—231, 267, 269, 273, 275, 276, 278—281, 288, 291, 293, 296, 301, 314, 318—320, 331—333, 363, 439, 513, 518, 527, 535, 536, 545, 547, 549, 551, 552, 555, 558, 589, 590, 605, 644, 676, 681, 684, 685
Северный Уй, р. 91, 447
Северовосточный, мыс 152
Сектан, хребет 260
Селемджа, р. 9, 11, 12, 18, 19, 28, 33, 37, 41, 69, 75, 78, 100, 103—105, 108, 124, 127, 134, 158, 255, 327, 346, 500, 601, 603, 616, 626, 628, 655, 673
Селемджинская возвышенность 620
Селиткан, р. 105, 117, 149
Селитканский, хребет 149
Селитканское нагорье, 19
Сельгон, р. 676
Сельгон, станция 167, 177, 675
Селями-Инга, р. 354
Семертак, р. 100, 103, 105
Семисточный, блок-пост 421
Семичи, р. 250, 251
Сергачи, р. 397, 462
Сергеевка, с. 147
Серегекта, р. 75
Сетчатка, ручей 99
Си, р. 268
Сибирь 121, 138, 146, 156, 157, 158, 183, 247, 356, 601, 670
Сивагли, пос. 414
Сиваки, р. 78, 161, 162, 240
Сивакан, р. 17, 54—56, 371, 372, 385, 387, 443
Сидими, р. 306, 645
Сидорка, р. 321
Сизиман, бухта 301, 316, 318—320, 332, 334, 336
Силинка, р. 227, 228, 271, 293, 295, 529, 684
Синда, с. 311, 331
Синдинская, протока 329

http://jurassic.ru/

Синюха, гора 315
Синяя, гора 643
Ситога, залив 278
Сихотэ, станция 279, 292, 531
Сихотэ-Алинь, хребет 10, 15, 21, 22, 24, 26, 29, 32, 33, 39, 41, 45, 159, 167, 179, 183, 198—202, 264, 266, 267, 269, 271, 275—278, 280, 283, 291—293, 298, 299, 301, 305, 314, 319—322, 331—334, 353—356, 517, 531, 535, 545, 581, 589, 595, 598, 600—604, 640, 643, 660—669, 674, 684, 687, 690, 693
Сихотэ-Алинский р-н 254
Сиякочи, р. 573
Сиян, ключ 141
Сковородино, станция 205, 257, 618, 619
Смирновка, с. 414
Смолиха, р. 617
Собор, скала 427
Советская Гавань, г. 22, 25, 26, 43, 37, 320, 333, 531, 540, 584, 602
Советская Гавань, залив 582
Советский, хребет 296
Совхозный, ключ 264
Соктахан, хребет 18, 38, 79, 100, 108, 183, 185, 198, 406, 476, 477, 654, 672
Соловьевск, пос. 400
Солони, р. 72, 73, 216, 245—248, 250, 423
Солонцовая, р. 203
Сомни, р. 271
Сородо, р. 150
Сорокаверстная протока 130
Софийск, прииск 25, 74—76, 78, 643
Софийское, с. 283, 288, 289, 312
Сохатиное, пос. 326
Сохатиха, р. 129, 133
Союзное, с. 95—98
Средне-Амурская, равнина 15, 20, 30, 33, 39
Среднее Приамурье 147, 156, 158, 198, 199, 365, 395, 587, 590, 672
Средний Авлаякан, р. 612
Средний Алинь, р. 70
Средний Сихотэ-Алинь, хребет 159, 180, 181, 267—269, 275, 278, 281, 284, 287, 288, 293, 295—297, 333
Средняя, р. 152, 631
Средняя Иличи, р. 464
Средняя Ларба, р. 445
Сретенка, пос. 323
Становой (Становик), хребет 10, 15, 17, 30, 38, 39, 41, 47—49, 52, 53, 58, 59, 63, 65, 207, 355, 363—368, 370, 376—380, 383—387—390, 395, 441—444, 447—450, 455, 457, 586, 598, 601—603, 610, 612—614, 624, 625, 651—653, 663, 665—668, 672, 681
Станолир, р. 264
Старый кабель, пос. 576, 579
Строй-Городок, пос. 246
Судзухе, р. 643
Судулюнэ, р. 291, 536
Сукпай, гора 277
Сукпай, р. 180
Суларин, р. 74, 99, 416, 429, 430, 434
Сулук, р. 18, 72, 75—78, 192, 266, 267
Сулук-Макит, р. 534
Сунгари, р. 29, 638
Суннагин, хребет 609
Суражевка, пос. 36
Сусанино, пос. 288, 292, 574, 575
Сутам, р. 48, 49, 366—368, 371, 390
Сутамо-Гонамский хребет 15
Сутамский р-н 40
Сутар, прииск 390, 421
Сутар (Сутыр), р. 95—97, 99, 216—219, 222, 417, 568, 622, 633
Сутарский, хребет 18, 263, 264
Сухотино, с. 147, 413, 414
Сучан, р. 268
Сущева, бухта 583
Сущева, мыс 583
Счастливый, ключ 100
Счастья, залив 316
Сынчуга, р. 71, 134, 155, 162, 174, 176, 182, 191, 223, 266, 393, 423, 485, 534, 636
Сыран, р. 510
Сюркум, мыс 320
Сюркум, п-ов 316, 319, 332

Т

Тааги, хребет 653
Таганка, р. 619
Тайканский хребет 355, 668
Таймей, р. 614
Тайон, р. 74, 76, 78
Таканда, р. 429, 434, 636
Такса, р. 191, 192
Таксан, р. 186, 191
Талали, р. 480, 481
Таланджа, станция 424
Талаян, р. 168
Талдан, станция 255, 256
Талибджан, р. 99, 427, 434, 571, 635
Талома, р. 503, 504
Талынжан, р. 245, 247
Танчи, р. 452
Тардоки-Яни, гора 22, 660
Тарманчукан, разъезд 67
Тастах, р. 72, 73, 192—194, 394
Татарский пролив 35, 269, 273, 293, 295, 299, 319, 580—582, 595, 597, 600, 647, 660
Татарское, оз. 574
Тахобе, р. 297, 321
Тахтамыгда, р. 134, 159
Теватин, р. 188, 189
Темга, р. 190, 191
Темна, р. 18
Тетюхинский, р-н 198
Тимптон, р. 15, 448
Типара, р. 203
Тогонох, р. 453
Ток, р. 17, 56, 371, 378, 385—387, 443, 612
Токо, оз. 39, 448, 608, 609
Токуинка, прииск 536
Тола, р. 49
Толбузино, с. 237
Толкучий, мыс 131
Толстой, ручей 573
Толуян, р. 156
Томасу, р. 535
Томптокан, р. 84
Томмот, г. 112
Томмутинжа, р. 91
Томтор, р. 192—194
Томь, р. 324, 325

http://jurassic.ru/

Тон, р. 329
Тонум, р. 18
Топазная, бухта 150
Топак, р. 256
Топтоканский хребет 15
Топты, р. 584
Тормасу, р. 526
Тором, р. 42, 211, 298, 506, 509, 511, 513—515, 618, 623, 630, 668
Тором-Тугурский р-н 681
Торомкан, р. 188, 189
Тотта, р. 447
Тохареу, п-ов 314, 354
Трек, р. 486
Третья Сафониха, падь 98
Труженик, бухта 296
Ту, р. 128
Тува 126, 127, 129, 130, 133, 157, 673, 674
Туганин, р. 283
Тугур, пос. 24
Тугур, р. 680
Тугурма, р. 451
Тугуро-Нимеленская равнина 39
Тугурский залив 19, 22, 30, 42, 150, 183, 188—190, 207, 209, 231, 322, 623, 630, 638, 642, 663, 674, 680
Тугурский п-ов 108, 190, 353—356, 506, 510, 514, 515
Тудур (Мачтовая), р. 284, 286, 525
Тукаинка, р. 99
Туксань, р. 49, 367
Тукурингра, хребет 18, 38, 47, 52, 53, 58, 60, 79, 100, 108, 328, 347, 355, 385, 386, 406, 476, 477, 481, 602, 653, 654, 663, 665, 666, 668, 672, 687
Тулучи, станция 540
Тулучи, р. 540, 541
Тульничан, р. 625
Тумнин, р. 26, 29, 268, 271, 276, 281—285, 288, 293, 319, 333, 523, 526, 540, 541, 549, 550, 582, 583, 644, 682, 684
Тумнинский р-н 550, 555
Тунгуска, с. 284
Тунгуска, р. 20, 27, 28, 311
Тундровая, р. 631
Тунум, р. 452, 614
Тунытьгин, р. 326, 327
Турана, хребет 15, 18, 38, 47, 415, 427, 620, 621, 655, 656, 668, 679
Турук, р. 223
Турча, р. 91
Туюн, р. 427, 434, 673
Тыгда, р. 240, 241, 478—480, 592, 618
Тыгда, станция 37, 478, 480
Тыгда-Улунгинский прииск 327
Тыгда-Улунгинский р-н 328
Тыл-Торомский р-н 298
Тылерга, р. 77, 78, 192
Тыль, р. 298, 506, 509, 511—515
Тыльский, мыс 150
Тыльский, хребет 18, 38, 355, 668
Тымнн, р. 327
Тында, р. 108, 109, 141, 255, 407, 413, 434, 480, 591
Тынок, р. 409—411
Тыр, пос. 287—291
Тыркан, р. 81
Тырма, р. 69, 99, 215, 217, 219, 246, 420, 427, 429, 434, 493, 568, 633, 635, 680
Тырминский р-н 298
Тырмо-Буреинский р-н 334
Тырминско-Сутырский р-н 79, 99
Тырско-Тахтинские возвышенности 21
Тюкан, р. 302
Тюремная, р. 203

У

Увальный, ключ 238
Уган, р. 59, 443
Угольный, ключ 295
Угольный, овраг 294
Угохан, р. 100—103, 188
Уда, р. 10, 17, 18, 22, 26, 28, 29, 33, 38, 78, 105, 107, 134, 149, 150, 152, 201, 210, 215, 254, 260—262, 387, 433, 434, 591, 602, 603, 618, 625, 647, 653, 661, 673
Удская равнина 17, 653
Удско-Шантарский р-н 674
Ударный разъезд 265
Удоми, р. 271, 291
Удская губа 22, 207, 215, 253, 625
Удское, пос. 261, 262
Удской залив 210
Удской край 395
Удско-Селемджинский р-н 107, 108, 111
Удыль, оз. 267, 268, 279, 284, 286, 288, 547, 556, 683
Удыль-Кизинская равнина 15, 20, 21, 30
Удыльский р-н 555
Удыхинско-Майский р-н 612
Удыхын, р. 53—56, 261, 262, 371, 447
Уини, р. 268, 276, 285, 536
Уйка, р. 153
Уйка, хребет 153
Уйканкит, р. 189
Уйкон, бухта 631
Уйские высоты 582
Укданак, р. 486
Уктур, р. 275, 276, 282, 285, 523, 549
Улахан-Бам, хребет 91, 92
Улик, р. 174
Улкан, р. 80
Улканская цепь 651
Уло-Тывлинская равнина 667
Улсы, р. 170
Улуйкан, р. 131, 132, 154
Улун, р. 163, 164, 169, 171, 173
Улунга, р. 240, 255, 278, 287
Ульбанский залив 354, 638, 641
Ульбин, р. 226, 227
Ульдегит, р. 58
Ульдугичи, р. 203, 204
Ульдур, хребет 20, 167, 178, 187
Улья, р. 15
Ульку, ключ 391
Ульма, р. 429
Ульмин, р. 325
Ульручьи, станция 203
Улянгоу, р. 316
Умальта, р. 216—219, 222, 245, 427, 676
Умальта (Умальтинский), рудник 216, 427
Умлекан, р. 483
Унаха, пос. 25
Унаха, р. 17, 653
Унгун, с. 187
Ундытын, р. 668

http://rarmic.ru/

Унерикан, ручей 104
Унья, р. 326
Ургал, р. 78, 192, 194, 216, 217, 220, 221, 245, 247, 250, 251, 676
Ургал, станция 248, 252, 489, 493, 494
Ургал-Макит, р. 75, 77, 78
Урил, р. 65—67, 265, 266
Урка, р. 125, 126, 613
Уркан, р. 18, 38, 127, 141, 207, 255—257, 412, 413, 434, 459, 478—480, 592, 616, 626
Урми, р. 19, 71, 100, 117, 118, 121, 134, 149, 155, 156, 162, 163, 166—168, 171, 174, 178, 183, 188, 190, 191, 198, 207, 210, 214, 215, 222, 223, 231, 233, 266, 267, 365, 391—393, 485, 488, 530, 534, 635, 636, 639, 672, 675, 677
Уруша, р. 125, 126, 134—137, 159, 397, 401, 403, 456, 461, 464, 587, 591
Урюгна, р. 73
Ускали, р. 202, 203, 206
Усманковский, ключ 205
Усмань, р. 75—77
Усмань-Макит, р. 77
Усолгин, р. 354
Усор, р. 107
Уссомах, р. 72
Уссури, р. 20, 28, 29, 32, 34, 37, 277, 329, 544, 643, 645, 687
Усть-Амгунский р-н 555
Усть-Майское, с. 24, 25
Уська, пос. 582
Утанак, р. 90, 91, 171, 176, 177
Утесное, с. 255
Утокан, ручей 104
Утонжа, р. 296
Утугей, р. 60, 653
Утук, р. 49—51, 367, 375, 668
Утук-Макит, ключ 51
Утукачан, р. 63
Утени, р. 184, 284
Учугей-Эльга, р. 75, 76, 78
Учур, р. 10, 12, 15, 26, 28—30, 47, 49, 50, 79—84, 89, 111, 112, 322, 374, 671
Учуро-Майский р-н 38, 40, 47, 63, 79, 80, 100, 111, 122
Ушаково, с. 256
Ушумун, р. 246
Уян, р. 9, 39, 80, 81, 374, 447, 608

Ф

Феклистов, о-в 22, 150—152, 433, 438, 587
Филимошки, зимовье 262

Х

Хабаровск, г. 24—26, 34, 37, 159, 166, 167, 179, 183, 197, 274, 298, 311, 331, 348, 349, 645, 664, 677
Хабаровские высоты 20, 658
Хавагда, ключ 215
Хайкта, р. 464, 467, 472, 480
Халан, р. 135
Халбинка, р. 273
Ханьдхэ, р. 181
Хара, р. 427, 635
Харгу, пос. 100
Харгу (Харга), р. 75, 100, 101, 107, 434, 439, 500, 628
Харгинский р-н 78
Харгинско-Селитканский р-н 630
Харгу-Селемджинский р-н 433, 439
Харпи, р. 20, 642
Харпи-Сельгонский р-н 642
Харпин, р. 295, 570—573
Харпичикан, р. 295, 573
Харьялак, р. 371
Хасами, р. 277
Хасанка, р. 276
Хатанга, р. 275
Хахарь, р. 85, 86, 89
Хехцир, хребет 183, 197, 198, 642
Хилок, р. 591
Хинган, р. 490, 563
Хингано-Баджальский р-н 254
Хингано-Буреинский р-н 422
Хингано-Олонойский р-н 263, 495, 561—563, 568
Ходы, пос. 180
Хоккайдо, о-в 283
Холан, гора 21
Холан, пос. 350
Холдоми, р. 279, 292
Хонсю, о-в 158, 275
Хор, р. 28, 167, 179, 180, 229, 274, 277, 287, 314, 329, 333, 353, 521, 526, 535, 636, 640, 641
Хуанихеза, р. 180
Хулич, р. 510
Хумми, оз. 273, 286, 643
Хунгари, р. 20, 195, 196, 229, 230, 267, 271, 273, 275, 276, 279, 282, 288, 312, 319, 351, 518, 521, 523, 525, 526, 536, 544, 549, 644, 678, 682
Хунко, р. 501, 502
Хурмули, пос. 229
Хурмули, р. 292
Хуту, р. 273, 275, 291, 312, 332, 521, 536, 581, 583, 584, 681
Хымагна-Яган, гора 570

Ц

Центрально-Сихотэ-Алинский р-н 162, 181
Центральный Сихотэ-Алинь 167, 179, 301, 314, 315, 320, 331, 340, 643, 681
Циммермановка, с. 25, 287, 350
Ципанда, пос. 89, 90
Ципанда, р. 86, 88

Ч

Чабда, р. 117
Чаганы, р. 221
Чагоян, пос. 413, 415, 620
Чайская сопка 116, 117
Чалая, р. 256
Чамыкан, р. 54
Чаятын (Чаятынский), хребет 20, 21, 286, 656
Чеборкан, р. 371
Чегдомын, р. 72, 192, 218, 221, 245, 247, 248, 250, 394, 423
Чегдомын, станция (поселок) 245, 246
Чекунда, пос. 596
Чекундушка, р. 247
Челасин, р. 81, 82, 84, 89, 452
Челат, хребет 91

http://jurassic.ru/

Чемчуко, р. 221, 245—248, 250
Чепкан, р. 429
Черт, р. 394, 423
Чергилен, р. 99, 122, 148, 427, 429, 635
Черный Яр, с. 312
Черняево, с. 238, 240, 243, 255
Черт-Гора, гора 536
Чечегур, гора 387
Чипали, р. 22
Читкал, р. 134
Чичимар, р. 268, 292
Чля, оз. 21, 30, 576, 579, 641
Чля, пос. 577
Чогар, р. 29, 215, 625
Чокоринга, мыс 189, 623
Чолбачи, р. 266
Чукаакчан, р. 452
Чукен, р. 268, 274
Чукчагирское, оз. 30, 157, 298, 640
Чульбю, р. 10, 82, 84
Чумикан, пос. 664
Чумикан, р. 63
Чурки, хребет 178, 179, 181, 632, 676
Чуркинский р-н 676
Чурки-Нижнеурмийский р-н 167
Чухарева, мыс 583

Ш

Шаман-Тиуль, хребет 296
Шантарские о-ва 12, 38, 42, 43, 108, 149—151, 158, 433, 434, 587, 601, 603, 631, 672, 674
Шаповаловка, д. 328
Шахтинский, ключ 246
Шевли, р. 18, 29, 100, 103, 105, 107, 119, 120, 149, 150, 188, 207, 210, 625, 630, 654, 676
Шевли-Галламский р-н 150, 630
Шевли-Гербиканский р-н 625
Шелехова, мыс 332
Шелехова, р. 288
Шелехово, с. (пос.) 269, 276, 286
Шестикекурный, мыс 152
Шилка, р. 28, 202, 206, 207, 618
Шимановский, пос. (станция) 26, 37, 654
Широкий, ручей 193
Шуки-Поктой, хребет 18, 162, 486, 488
Шулигда, р. 334
Шумный участок 277

Э

Эбгунь, р. 157
Эворон, оз. 30, 157, 350, 642
Эворон-Чукчагирская равнина 19, 39
Эгоно, р. 266, 267
Эгор, р. 101, 103
Эзоп, хребет 12, 19, 107, 355, 495, 500, 503, 504, 506, 513—515, 622, 656, 663, 668
Экимчан, пос. 25, 37, 100, 105
Экимчанский, ключ 105
Эльга, р. 54—56, 75, 157, 211, 268, 284
Эльгакан, р. 173
Эпикан, р. 217
Эракингра, р. 61
Эртикули, р. 195
Этакаль-Янканский, хребет 656, 668

Ы

Ыт-Оттук, хребет 15

Ю

Юбилейный, прииск 478
Юго-Восточное Забайкалье 673
Юдинка, р. 286
Юдома, р. 90, 91, 111—114, 116, 117, 132, 609
Южно-Приморский р-н 162
Южно-Сахалинск, г. 37
Южно-Тукурингрский р-н 166
Южное Приморье 199, 236, 281, 296, 301, 309, 315, 316, 318, 320, 321, 328, 332—334, 340, 544, 638, 640, 676, 681, 688, 689
Южный Сахалин 291, 293
Южный Сихотэ-Алинь 340
Юна, р. 82, 84
Юрмакит, р. 397

Я

Ягдынья, р. 69, 70, 100, 251, 633
Яза-Бира, р. 9
Яй, р. 293, 541
Якуни, р. 570
Якутск, г. 37
Якшина губа 631
Якшина, р. 151, 631
Ям-Алинь, хребет 15, 18, 19, 24, 30, 354 355, 362, 656, 663, 665—668, 680
Ям-Макит, р. 75—78
Янкаган, гора 474
Янкан, р. 400
Янкан, хребет 18, 79, 207, 395
Японские о-ва 24
Японское море 22, 24, 26, 29, 37, 356, 641, 647, 649, 660, 663, 664, 693,
Ярап, р. 176, 177, 226, 266, 640
Ясина, р. 190
Ясная Поляна, пос. 327
Ясный, прииск 480—482, 592
Яурин, р. 334, 420, 424, 493, 559, 563, 564

http://jurassic.ru/

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Агневская свита 330
Агние-афанасьевский интрузивный комплекс 547
Агние-Афанасьевское золоторудное месторождение 525, 549, 551
Агусинский интрузивный массив 521, 524
Айкондя-Аянский окраинный прогиб 42, 648, 673
Айнынская серия 280
Аккудукские слои 160
Аксакинский интрузивный массив 525, 526, 549, 550, 552
Албазинская свита 236
Алгаинская свита 108, 109, 434
Алгаминский (Становой) разлом (зона глубинных разломов) 39, 598, 599, 610
Алгая-Пиканская антиклиналь 626
Алданская платформа 602, 603
Алданский выступ 651, 653
Алданский интрузивный комплекс 441, 448, 457
Алданский щит 39, 40, 45, 47, 48, 52, 63, 65, 81, 215, 365, 366, 367, 368, 370, 374, 383, 395, 439, 448, 449, 584, 585, 595, 597, 604, 605, 607—609, 613, 670—672, 681
Алданский ярус 111—114
Алданское (Ям-Алинское) оледенение 354, 667, 690, 693
Алкулусунский массив гранитов 419, 434
Алтайская зоогеографическая провинция 158
Альванарская свита 49, 51
Альский интрузивный массив 506
Амазарская синклиналь 619
Амананский интрузивный комплекс 457
Амбардахская свита 72
Амгинский ярус 115, 116
Амгунская группа экструзий 559, 570
Амгунская серия 45, 224
Амгунский прогиб 678
Амгунский синклинорий 45, 602, 641, 642, 678
Амигдаки, слои 276
Амнусская свита 101, 105—108, 117, 118
Амуджикано-шахтоминский интрузивный комплекс 457
Амуро-Амгунская межгорная впадина (депрессия) 20, 352, 658
Амуро-Забайкальская геосинклинальная зона 604
Амуро-Зейская впадина (депрессия) 24, 326, 327, 345, 360, 476, 595, 662, 665—667, 669, 679, 680, 687, 688, 690
Амуро-Зейская морфоструктура 654
Амуро-Зейский прогиб 12, 41, 43, 235, 237, 239, 243, 244, 595—598, 615, 619, 625, 635
Амуро-Зейский угленосный бассейн 238, 243
Амуро-Мамынский выступ (поднятие) 595, 596, 620
Амуро-Сунгарийский прогиб 595, 596, 645
Амуро-Уссурийский синклинорий 605, 641
Амурская зона глубинных разломов (Амурский разлом) 598, 599, 642, 677, 681, 685
Амурская платформа 605, 632
Амурская серия 65—67, 74, 390
Амурский массив 631
Амурский прогиб 525, 534
Амурский синклинорий 516
Амурский тип спорово-пыльцевых диаграмм 356
Амурско-Приморская складчатая область 602
Амутская свита 267, 295, 530, 572, 684
Анакская интрузивная группа 529
Анаурская свита 152
Ангочиканский интрузивный массив 549—551
Аныкская свита 76—78
Арбагсский анортозитовый массив 379
Арбарстах, интрузивный массив 586
Арбинская свита 60, 61
Аргинская свита 346, 347, 350, 358
Архаринский прогиб 620
Атинское оловянное рудопроявление 533
Афанасьевская свита 100, 101
Африканская платформа 586
Аякская свита 239—243, 480

Б

Бабстовская свита 178
Баджальский антиклинорий 639
Баджальский комплекс 571
Базовское буроугольное месторождение 311, 331
Базовское погружение 647
Баладекский комплекс 79
Балахойский интрузивный массив 551, 552
Батылыхская свита 249, 250
Бачелазская интрузивная серия 517,

http://jurassic.ru/

526, 528, 535, 537—539, 545, 547, 558, 589, 591, 593, 684, 685
Бекельдеульский массив диоритов и кварцевых диоритов 483, 484
Белогорская (Куйбышевская) аномалия силы тяжести 621
Белогорская впадина 595
Белогорская свита 322, 325, 326, 345, 346, 350, 358, 655, 666, 687
Белогорский некк 576, 577
Белогорское золоторудное месторождение 578
Белогорское погружение 596
Белогорско-Лермонтовский прогиб 620
Бердякитская свита 114
Березовский интрузивный массив 556
Берендинская свита 157, 162
Берлингтон, формация 160
Биджанские гранитоиды 419, 421, 425, 426, 428, 430
Биджанский интрузивный комплекс 417, 422, 423, 433, 434, 586
Биджанский тектонический (структурный) блок 417, 423, 426, 433
Бикинская (Контровод-Алчанская) впадина 309, 647, 687
Бикинская депрессия 660, 665
Бикинское буроугольное месторождение 301, 309, 331
Бикчи-Ульский интрузивный массив 556—558
Бираканские граниты 416, 420
Бираканский массив гранитов 420, 434, 442
Бираджинская свита 353
Бира-Урмийский синклинорий 605
Биробиджанские (тырмо-буреинские) граниты 417, 421—423, 635
Бирофельдская свита 305, 310, 321, 328, 688
Бирофельдский грабен 305, 308, 309, 311, 331
Бирская свита 264
Бирские граниты 416
Бичинский интрузивный массив 549, 551, 552
Богопольская свита 296, 685
Богучанская свита 266, 492
Богучанский интрузивный комплекс 492, 496
Болоньское погружение 645
Больбинская свита 287—292, 295, 298, 573, 579
Большеневерская свита 126, 127, 135, 136, 142, 143
Большереченский интрузивный массив 549, 550, 552
Бохайское сводовое поднятие 587
Бошняковская свита 291, 293, 297
Брянтинская серия 58, 60, 62, 371, 610
Будюрская свита 224—226, 229, 233, 642
Бузулинская свита 323, 687
Буреинская глыба 602, 632
Буреинская впадина 656
Буреинская зона (геофизическая) 621
Буреинская свита 202, 235
Буреинские гранитоиды 416
Буреинский глубинный разлом 590, 591, 593, 599
Буреинский интрузивный комплекс 423
Буреинский каменноугольный бассейн 11, 199—201, 215, 219, 222, 231, 233, 235, 242—250, 262, 263, 298—300, 602, 604, 622, 679, 680
Буреинский массив 39, 41, 43—47, 69, 79, 134, 148, 167, 168, 178, 255, 363, 388, 392, 395, 405, 413, 415—417, 422—424, 426, 427, 429, 430, 433, 434, 535, 559, 584, 587—591, 593, 595—598, 600, 608, 614—616, 620, 622, 631—636, 639, 640, 645, 647, 650, 673—676, 680
Буреинский прогиб 39, 41, 44, 72, 235, 248, 250—252, 392, 394, 395, 615, 622, 636, 638, 639, 677, 678, 680, 683, 685
Буреинско-Гиринский выступ (поднятие) 632
Буреинского хребта мегаантиклиналь 602
Бурея-урмийский интрузивный комплекс 590
Бурпалинская зона разломов (см. Джелтулинская) 610, 613
Бутакано-чуркинский интрузивный комплекс 485, 488, 496
Бутаканский интрузивный массив 485, 486, 496
Бюконское поднятие 623, 630
Бяполи-Дякоминский интрузивный массив 536, 541

В

Вандаашаньский массив 632
Ванданская зона 604
Ванданский антиклинорий 44, 533, 535, 545, 638, 639, 642, 656, 675, 676, 678
Ванданское центральное поднятие 516, 676
Верхне-Амгунский грабен 321
Верхнеамурский (Ольдойский) прогиб 43, 202, 235, 237, 243, 456, 472, 605, 618, 619, 623, 677, 679
Верхнеамурский синклинорий 618
Верхнебикинская впадина 647
Верхне-Буреинский бассейн 11
Верхнегуджальская подсвита 71
Верхнедуйская свита 330, 333
Верхне-Зейская зона глубинных разломов 598, 599
Верхне-Зейская межгорная впадина (депрессия) 42, 239, 254, 260, 262, 304, 305, 326—328, 346, 371, 598, 613, 624, 625, 653, 654, 662, 665, 666, 669, 687, 690
Верхнеинский массив гранитоидов 485, 488
Верхнекрестовая подсвита 161, 162
Верхнемолчанская свита 239—243
Верхнеолонойский массив гранит-порфиров 491
Верхнеольдойская подсвита 146
Верхнепачанская свита («граувакковая свита») 155
Верхнесаганарская подсвита 73
Верхнесоктаханская подсвита 326
Верхнесуннагинская свита 49
Верхне-Тумнинская вулканогенная зона 525
Верхне-удоминская интрузивная серия (комплекс) 517, 527, 528, 533, 535, 537—542, 545—547, 556, 558, 593, 685

http://jurassic.ru/

Верхнеудоминская подсвита 285, 286
Верхне-Удоминский многофазный интрузивный массив 531, 533, 534, 536, 538, 685
Верхне-Удоминское (Звучное) оловянное рудопроявление 533
Верхнеумальтинская подсвита 215, 216
Верхне-Ундытканский массив анортозитов и габбро-анортозитов 374, 375
Верхнеурканская впадина 255
Верхне-Урмийский гранитный массив 538
Верхняя таринахская свита 149
Верхояно-Колымская геосинклинальная область 675
Вилюйская синеклиза (впадина) 40, 441
Водораздельных песков свита 358
Воронежская свита 159, 166, 179
Воскресеновское поднятие 620
Восточная Сихотэ-Алинская металлогеническая зона 540
Восточная Сихотэ-Алинская оловорудная зона 545
Восточно-Азиатская геосинклинальная область 604
Восточно-Азиатский вулканогенный пояс 590, 647, 649
Восточно-Азиатский складчатый пояс 603, 636
Восточно-Забайкальская геосинклинальная система 615
Восточно-Сихотэ-Алинская группа экструзий 559, 580
Восточно-Сихотэ-Алинский (Приморский) вулканогенный пояс (звено) 45, 540, 597, 608, 638, 644, 647, 649, 684, 686, 689
Восточно-Сихотэ-Алинский (Приморский) глубинный разлом (зона разломов) 39, 581, 598
Восточно-Сихотэ-Алинский (Приморский) структурный шов 559
Восточно-Сихотэ-Алинский синклинорий 45, 516, 605, 643, 644, 678
Восточный синклинорий 643
Восточный Сихотэ-Алинский прогиб 525, 526, 535, 677, 678, 681—684
Второй верхнеледниковый (селитканский) горизонт 358, 360
Второй верхнемежледниковый (тихоокеанский второй) горизонт 357, 360
Второй куполовидный вулкан (древний) 566, 567

Г

Гамиканская свита 54, 65
Гамильтон, формация 138, 141, 146—148, 156
Гаринская синклиналь 616
Гаринская структура 616
Гаринское железорудное месторождение 325, 408
Гармаканская свита 108, 110
Гарьский интрузивный массив 406
Геранская часть Главного анортозитового массива 375
Гера-Тымский интрузивный массив 550
Гербиканский серпентинитовый массив 433, 434
Гермаканская свита 434
Гилюйская зона глубинных разломов (разлом) 598, 599
Гилюйский массив диоритов и габбродиоритов 434
Гиляцкая серия 283
Главный анортозитовый массив 41, 374, 375, 380
Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий 640
Главный Сихотэ-Алинский синклинорий 643
Гонамская свита 81, 82, 94
Гонгренский овал (купол?) 629
Гонжинский выступ 244, 255, 412, 413, 469, 615, 616, 619, 632, 673, 679
Горбилинский интрузивный массив 518, 521—526, 549, 550, 552
Горбуновская свита 184
Горнопротокская свита 278, 279
Горинская зона проявления вулканизма 516, 533—535
Горинский геосинклинальный прогиб 516, 678
Горинский синклинорий 642, 678, 684
Горное озеро, интрузивный массив 586
Горы Сахарная Голова, интрузивный массив 552
Горюнская (горинская) свита 229, 271, 273
Гуджальская свита 70, 71, 74, 78, 390, 392—394
Гуджальский прогиб 622
Гуджикская впадина 222
Гуджикский прогиб 44, 677
Гудынская свита 60
Гырманский интрузивный массив 550, 556
Гячинская терраса 350

Д

Далай, прогиб 680
Дальжинский интрузивный массив 550
Дальневосточный горизонт 346, 349, 356, 360—362
Дальневосточный тип рек 26, 29
Дарунские граниты 422
Даубихинская геосинклинальная зона 604
Даубихинский окраинный прогиб 676
Даурский интрузивный массив гранитоидов 485—487, 496
Даурско-Амурская провинция (сфагновых болот) 30
Депская свита 239—244, 413, 679
Депский массив гранитоидов основных и ультраосновных пород 405, 478
Джагарминская свита 53, 54, 65
Джагдино-Ниланская зона глубинных разломов 598, 599
Джагдинская шовная геосинклиналь 672—677, 681
Джагдинская шовная зона 626, 629, 630
Джагдинская шовная структура 626, 628
Джагдинское поднятие 43, 79, 183, 244, 255, 476, 615, 625, 639, 650
Джалиндинский интрузивный массив 467
Джангинский массив гранитоидов 447

http://jurassic.ru/

Джаурская свита 195—197, 229, 233, 677
Джаурское рудопроявление шеелита 535
Джаянская свита 59
Джелонская (джолонская) свита 253, 254, 262, 446—448, 452
Джелтулакская (Бурпалинская) зона разломов 610, 613
Джелтулинская серия 49—52, 608, 609, 670
Джиакуньская свита 168, 174, 177
Джугджурская зона 603
Джугджурские гранитоиды 453
Джугджурский анортозитовый массив 614
Джугджурский антиклинорий 605
Джугджурский интрузивный комплекс анортозитов 370, 372, 789, 381, 388, 450—454
Джугджурский разлом 41
Дидбиранский интрузивный массив 550
Диканский интрузивный комплекс 485
Диканский интрузивный массив гранитоидов 485, 488, 496
Дитурская свита 94—98
Дичунская свита 65, 66
Добринская свита 156
Добринский окраинный прогиб 672
Дорожное оловянное рудопроявление 533
Древнестановой комплекс гранитоидов 370, 381, 385, 388
Древнестановые граниты 378, 383, 385
Дубликанская свита 244, 249
Дуганджинский интрузивный массив 506—509
Дугинская свита 201, 203, 233
Дуриловский массив гранитоидов 434
Дуругинский порог 42, 624
Дуссе-Алинская металлогеническая зона 540
Дуссе-Алинская оловорудная зона 545
Дуссе-Алинский гранитоидный комплекс 534, 535
Дыриндинский массив гранитоидов 442, 447
Дюкалинский многофазный интрузивный массив 518—521
Дюкчангринский массив (гранитоиды) 439
Дяппинское золото-сурьмяное месторождение 551
Дяппинский интрузивный массив 551

Е

Екатеринославская (Михайловская) зона (геофизическая) 621
Екатеринославское погружение (прогиб, впадина) 598, 620, 621
Екатеринославско-Михайловская впадина 595
Екатеринославско-Михайловское погружение 596
Ерковецкое буроугольное месторождение 302, 304

Ж

Жариковские граниты 429
Журбановская свита 262

З

Забайкальско-Зейская зона 601
Завитинская свита 259, 656, 679
Залива Николая интрузивный массив 549, 550
Западная Сихотэ-Алинская зона глубинных разломов (разлом) 598, 642, 643, 682, 685
Западно-Охотская геосинклинальная система 615
Западно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс (зона) 45, 599, 608, 647, 650
Западный Сихотэ-Алинский структурный шов 314
Зейская зона глубинных разломов 598, 599
Зейская свита (серия) 239, 322, 325—327, 345, 358, 669
Зейско-Буреинская (Нижнезейская) впадина 39, 43, 254, 258, 259, 302, 304, 305, 322, 323, 325, 605, 619—621, 632, 686
Зейско-Буреинская плита, 604
Зейско-Депский интрузивный комплекс 591
Зейско-Купуринский массив габброидов 371
Зейско-Удский прогиб 605
Зейско-Шантарская зона 604
«Зимовье» золото-редкометальное рудопроявление 525
Златоустовская свита 78, 101, 102, 107
Зубаревская свита 108, 109
Зырянское оледенение 356

И

Игинчинская свита 11, 94, 97, 99, 123
Игнашинская мульда 255
Идюмо-Хайканское (Тырканское) поднятие 39, 40, 608
Иенгрская серия 48, 366, 670
Ийкандинская свита 154
Иликанская зона разломов 472
Иликанская серия 58—60, 62, 395, 610
Ильтивусская антиклиналь 616
Имангакитский анортозитовый массив 374
Имано-Бикинская впадина 331
Иманский вулкан (древний) 20
Имачинская свита 136, 137, 142—144
Имчиканское железорудное месторождение 412
Имчиканский интрузивный массив 408
Инарагдинская свита 239
Ингаглинские гранитоиды 433, 434, 439, 673
Ингили, интрузивный массив 586
Ингилийская структура 113, 609
Ингилийский магматический комплекс 672
Инилийская свита 83
Инимская глыба 459
Инимский блок 619
Инканский интрузивный массив 434
Инниканская свита 114—116
Иннокентьевский некк 576—578
Иолинская свита 163, 164
Иорекская свита 245, 252, 680
Ипатинская свита 74, 75, 78

http://jurassic.ru/

Иппатинский интрузивный массив 534, 536, 538
Ишимские слои 160
Июльское оловянное рудопроявление 533

К

Кадади, оловянное рудопроявление 535
Калахтинская свита 185
Кальминская свита 286
Каменушинская свита 263, 264
Кандальское молибденовое месторождение 427
Кандыкская свита 90, 91, 94
Карагайский массив гранитов и гранодиоритов 434
Карадубское оловорудное месторождение 490
Кастринская серия 340
Катонская свита 233
Кафэнская свита 180
«Кварцитовая свита» 124
Квинтиканский интрузивный массив 408
Кемский интрузивный массив 550
Кеокук, формация 160
Кербинский золотоносный район 42
Кербинское поднятие 630
Керские граниты 429
Кетавский интрузивный массив 540, 542
Кетемское дайковое поле 443
Кеткапская свита 114
Кивдинская свита 259, 260, 302—304, 336, 340, 621, 680
Кивдо-Райчихинское буроугольное месторождение 300, 302, 622
Киветы, поднятие 622
Кивилийские гранитоиды 390
Кивунский интрузивный массив 550, 551, 552
Кизинская свита 329, 584, 688
Кильчинская свита 130, 131
Кимканские гранит-порфиры 492
Кимканские интрузии 491
Кимканский интрузивный массив 490
Киранская серия 56
Киранский нижнеледниковый горизонт 353, 360, 362
Киранское оледенение 344, 353, 362, 667, 690, 693
Кировская депрессия 467
Киселевская свита 197, 224, 225, 229—231, 233, 279
Киселевский «пережим» 658
Китайская платформа 603, 607, 632, 670
Китайско-корейский щит 632
Ключевская свита 271
Князевский интрузивный массив 550
Колбинский интрузивный массив 542
Комсомольская серия 275, 276, 299
Кондер, интрузивный массив 586
Конкулинская свита 80, 81, 94
Контровод-Алчанская впадина 643
Корейский щит 585
Корельская свита 631
Красная Горка, некк 576, 579
Краснореченская свита 166, 197, 198
Крестовая свита 161, 162
Кузнецкий бассейн 137, 138, 141, 158
Кузнецовская свита 311, 315, 319—321, 332, 340—341, 542, 579, 583
Кукано-Буреинский структурный шов 545
Кукано-Курский антиклинорий 639
Куканская свита 168, 171, 174
Куканский разлом (зона глубинных разломов) 39, 164, 596, 598, 599, 632, 636, 638, 639
Куканский структурный шов 570, 572
Кульдурский интрузивный комплекс 489, 496—497
Куманская свита 55, 56, 62
Кумлинский интрузивный массив 556
Кундурская свита 264, 265
Кун-Маньенская зона 370, 371
Кунская свита 282
Курило-Камчатская геосинклинальная зона 344, 664
Кхуцинская толща (свита) 316, 317, 320, 340
Кюриканская свита 49

Л

Лавлинская свита 56, 57, 62
Лавлинский анортозитовый массив 374, 375, 380
Лангаринская свита 201, 223, 231, 233
Лантарская свита 131, 132, 154
Лантарская часть Главного анортозитового массива 374
Ларбиканский массив гранитоидов 447
Ларгасинская свита (серия) 269, 277, 281—285, 298, 299, 643
Лахандинская свита 83, 89, 90, 92, 94
Лахандинская структура 11
Ледник типа Маляопина 354
Ленский угленосный бассейн 252, 262
Ленский ярус 114, 115
Лепиканская свита 72, 73
Лермонтовская аномалия силы тяжести 621
Лермонтовское погружение (прогиб) 596, 680
Лимурчанский интрузивный массив 549
Лондоковская свита 11, 94, 123, 124, 156
Лукиндинский массив габброидов 398
Луковское магнезитное месторождение 98
Лучинская серия 53—55, 62—65, 371, 374

М

Маганская свита 193, 194
Магейская свита 452—454
Маглойская интрузивная группа 529
Маглойский интрузивный комплекс 531, 533, 534
Маймаканская свита 64, 65
Маймаканское поднятие 40, 41, 63—65, 672
Майская свита 83
Майская серия 40, 80, 81, 83, 90, 92, 671
Майские слои 138
Майский ярус 116—117
Майско-джанинский комплекс 60, 370—372, 374, 381, 387, 388, 585
Макаровская свита 233
Малгинская свита 83, 86, 94
Малокалахтинская свита 185, 186

http://jurassic.ru/

Малокомуйский массив гранитов 455
Маломихайловская свита 292—296, 685
Мамгинский интрузивный массив 507
Мамыно-Ванданская зона глубинных разломов 598, 599
Мамынский выступ 615—617, 632
Мамынско-Селемджинский выступ 673
Мангунский интрузивный массив 549—552
Маньчжурская флора 32
Марагайский комплекс гранитоидов 370, 387, 388, 671
Маркрамский интрузивный массив 556
Мевочанская свита 322, 453
Мельгинская свита 98, 99, 122, 672
Мельгинский блок 635
Мельгинский прогиб 122
Мельканский массив (серпентиниты, габбро, диориты) 433, 434
Мерикская свита 190—193
Минжакская свита 61
Могоча-Ольдойская зона 613
Молчанская свита 239—243, 679
Монголо-Охотская геосинклиналь 587, 588, 680
Монголо-Охотская складчатая (геосинклинальная) область 41, 44, 124, 133, 158, 166, 181, 183, 198, 199, 297, 298, 395, 396, 402, 404, 405, 416, 433, 441, 467, 472, 476, 549, 587, 589—592, 597, 603—605, 608, 610, 614, 615, 618, 623, 625, 629, 630, 632, 637—639, 641, 642, 648, 675, 677, 679, 680, 686
Монголо-Охотская складчатая зона 601, 603
Монголо-Охотский глубинный разлом (зона разломов) 613, 672, 673
Монголо-Охотский складчатый пояс 601, 603, 614
Монголо-Тувинская зоогеографическая провинция 158
Мопау, оловянное рудопроявление 536
Мотавинский разлом (надвиг) 613
Мотовинская свита 61
Мульмугинская свита 60
Муниканская эпоха оледенения (оледенение) 362, 668, 690, 693
Муниканский верхнеледниковый горизонт 356, 357, 360—362
Мурандавская свита 11, 94, 98, 99, 123, 672
Муринонконская свита 152
Мухенский горизонт 349, 352, 356, 360—362, 690—691
Мухенское буроугольное месторождение 300, 690—691
Мынская свита 101
Мыса Александра, интрузивный массив 550, 552
Мыса Врангеля, интрузивный массив 549
Мыса Горбатого, свита 150
Мыса Медвежье Одеяло массив 439, 507—509
Мыса Мофета, интрузивный массив 550
Мыса Радужного, свита 151, 152
Мяо-чанская интрузивная серия (комплекс) 518, 526—528, 530, 531, 533—534, 537—539, 545, 547, 556, 558, 589—591, 593, 684, 685

Н

Набатовская свита 162, 163
Наданьхода-Алинский синклинорий 643
Надеждинская свита 309, 318, 328, 340—341
Назимовская свита 320, 321, 340—341
Наптаргинская свита 185, 186
Нахтахинская серия 340
Неверско-Удской синклинорий 602
Нальбачанская свита 448
Нельгакинская свита 115
Нальканский надвиг 80, 86, 88, 90, 91, 609
Нельканский разлом 40
Нельминская серия 340
Неручуганский интрузивный комплекс 457—458
Нетская свита 448
Неупокоевская свита 185, 186
Нижне-Амурская группа экструзий 559, 573, 576
Нижне-Амурская депрессия 24
Нижнеамурская интрузивная серия 518, 525—527, 545, 547, 550, 553—555, 558, 589
Нижне-Амурская мегаантиклиналь 602
Нижнеамурский тип спорово-пыльцевых диаграмм 352, 356
Нижнебикинский прогиб 643
Нижнебикинский синклинорий 45, 643
Нижнегуджальская подсвита 70
Нижнедуйская свита 316, 321
Нижне-Зейская впадина 595, 596, 620
Нижнекербинская свита 96
Нижнекрестовая подсвита 161
Нижнемолчановская свита 243
Нижнеольдойская подсвита 146
Нижнесаганарская подсвита 72
Нижнесоктаханская подсвита 326
Нижнесуннагинская свита 49
Нижнеудоминская подсвита 285, 286
Нижне-Удоминский интрузивный массив 526
Нижнеумальтинская подсвита 201, 215, 231
Нижне-Уссурийская складчатая зона 643
Нижняя таринахская свита 149
Никанская свита 222, 235
Ниланский антиклинорий 44, 45, 157, 600, 639—642, 676, 678
Ниппонская геосинклиналь 604
Ниппонская складчатая область 649
Ниранская свита 156
Ново-Троицкий массив 551
Новоудыльская свита 279
Ногдинская терраса 347
Норский синклинорий 616
Нячинская свита 131

О

Обманийская интрузия 492, 496
Обманийская свита 264, 265
Оборо-Уссурийское грабеноподобное погружение (прогиб) 686
Огоджинская впадина 656
Огоджинская угленосная толща 439
Огоджинский прогиб 622
Огонская свита 184

http://jurassic.ru/

Одолинская свита 64, 65
Октябрьско-иораханский порфиритовый золотоносный комплекс 430, 480, 490, 591—593
Октябрьско-Новоиннокентьевский антиклинорий 616
Олирльджанский интрузивный массив 481
Олонжинское каменноугольное месторождение 252
Олонойская толща 621
Олочинская свита 265, 266
Ольга-Тетюхинское антиклинальное поднятие 641
Ольгинская толща (серия) 267, 269, 291
Ольгинский выступ 640
Ольдое-Селемджинская зона складчатости 604, 626
Ольдойская свита 137—140, 142, 144, 146, 156
Ольдойский сброс 619
Ольдойское краевое поднятие 43, 166, 615, 616, 629
Омахтинская свита 81—83, 94
Омнинская свита 83, 84, 86, 94
Омнинское поднятие 40, 82
Омутнинская свита 124, 125, 127, 128, 130, 142, 146, 673
Онандага, формация 137
Оннетокская свита 117, 120, 121
Ортукская свита 76—78
Осежинская свита 206, 236, 237, 243, 244, 679
Острова Рейнеке, интрузивный массив 550, 552
Охотская ветвь Монголо-Охотской складчатой области 42, 44, 130, 133, 158, 167, 199, 602, 614, 629, 639, 676
Охотский вулканогенный пояс 453
Охотский интрузивный комплекс 592
Охотский тектоно-магматический пояс 441
Охотский тип спорово-пыльцевых диаграмм 356
Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (звено) 45, 647, 648
Ошурковская свита 185, 204, 205, 233

П

Падалинская свита 224, 228, 229, 233, 678
Палеоамурия 672, 673
Палеостановик 672, 673
Пауканская свита 157
Пауканский разлом 44, 641
Пачанская свита («базальная свита») 155, 156
Первый верхнеледниковый (муниканский) горизонт 357, 360
Первый верхнемежледниковый (тихоокеанский первый) горизонт 357
Первый куполовидный вулкан (древний) 564—567
Перевальнинская свита 152
Перемыкинская свита 236—238, 242, 243, 679
Переходная зона Станового хребта 605, 636
Переяславский грабен 305, 306, 308—312, 328, 329
Переяславское буроугольное месторождение 328
Пестроцветная свита 113
Пиванская свита 271, 273, 279, 299, 681
Пиканская впадина 257, 619
Пиканский интрузивный массив диоритов и кварцевых диоритов 406—408, 434
Пильда-Лимурийский золотоносный район 527, 549
Пионерская свита 271, 273
Покровско-Троицкий интрузивный массив 552, 555
Покровско-Троицкое золоторудное месторождение 549
Помпеевский комплекс гранитоидов 416—419, 421
Понихезская свита 281
Портедж, формация 140
Посьетская свита 340
Пра-Амгунь, древняя река 668
Пра-Амур, древняя река 667
Пра-Нимелен, древняя река 668
Пра-Тугур, древняя река 668
Приамурская петрографическая провинция 363
Приамурская свита 331, 348, 358
Приамурский синклинорий 643
Прибрежная вулканогенная зона 544, 556
Прибрежная интрузивная серия 517, 540, 542, 545, 547, 558, 590
Прибрежный вулканический пояс 549
Прибрежный разлом 39, 41, 42, 614
Прибрежный структурный шов 549
Приверхоянский прогиб 625
Призейская зона (геофизическая) 621
Приморская геосинклинальная зона 604, 685
Приморская провинция (сфагновых болот) 31
Приморский вулканический пояс 580, 598, 684
Приморский «вулканический прогиб» (см. Восточно-Сихотэ-Алинский в. п.) 684
Приморский структурный шов 559
Притихоокеанские структуры 676
Приуральский прогиб 625

Р

Райчихинский буроугольный район (бассейн) 36
Райчихинский прогиб 620
Райчихинское буроугольное месторождение 304
Редкое редкометально-золотое рудопроявление 525
Розенгартовское буроугольное месторождение 300
Рудоносная свита 11, 94, 123
Русаковские слои 160
Русская платформа 92, 166

С

Саганарская свита 72, 73, 390, 394
Сагурская свита 101, 103, 107
Сазанковская свита 322—326, 340, 687
Саларинская свита 74, 75, 78

http://jurassic.ru/

Салокачинское сурьмяное месторождение 391
Самаргинская свита 314, 315, 320, 321, 340, 541, 581
Самаровское оледенение 693
Самырская свита 76—78
Санарская свита 168, 174
Сангинская свита 229, 230, 233
Сандинский интрузивный массив 521, 523
Сартанское оледенение 356
Сатанкинская подсвита 244
Сахалинская фаза геотектогенеза 690
Свободненская впадина 596
Северная антиклиналь 631
Северо-Сихотэ-Алинская зона 516, 518, 521, 535
Северо-Сихотэ-Алинский геосинклинальный прогиб 516
Северотихоокеанская (охотско-камчатская) флора 32
Северо-Тукурингрская зона разломов (разлом) 613
Северо-Янканский разлом 464
Селемджино-Благовещенский антиклинорий 616
Селемджино-Кербинский выступ 605, 626
Селемджинский антиклинорий 602
Селитканская эпоха оледенения 355, 668, 690, 693
Селитканский верхнеледниковый горизонт 356, 358, 360, 362
Сергачи, массив габброидов 398
Серегектинское оловорудное месторождение 534
Середухинская свита 178
Сетте-Дабанский прогиб 609
Сехтагский анортозитовый массив 374, 375
Сибирская глыба 585
Сибирская платформа 39, 40, 79, 86, 90, 92, 100, 111, 116, 132, 133, 585—587, 592, 597, 601, 603—605, 607—609, 651, 653, 672
Сиваканская свита 55, 65
Сивакан-Токский массив габброидов 371
Сивакская свита 157
Сивакский овал (купол?) 629
Сидатунский среднемеждениковый горизонт 354, 360, 362
Сидзяпинский интрузивный массив 525, 549, 550, 552
Силинская свита 224, 227, 228, 233, 678
Синдинский вулкан 20, 662, 693
Синийский щит 585
Сино-Корейская платформа 639
Ситогинская свита 278
Сихотэ-Алинская (Восточно-Азиатская) геосинклиналь 429, 587—590, 673, 681, 683, 685
Сихотэ-Алинская геосинклинальная зона 423
Сихотэ-Алинская складчатая область 39, 41, 44, 45, 134, 158, 162, 166, 181—183, 198—200, 254, 297—299, 513, 518, 545, 549, 559, 589, 590, 596, 597, 604, 608, 614, 622, 623, 629, 632, 636—645, 647, 649, 674—678, 681—686
Сихотэ-Алинская морфоструктура 659
Сихотэ-Алинский антиклинорий 602, 604, 605, 640
Сихотэ-Алинский геосинклинальный трог 299
Сихотэ-Алинский разлом 599
Сихотэ-Алинский синклинорий 643
Сихотэ-Алинская мегаантиклиналь 602, 684
Сковородинская свита 203, 233
Снидеркрик, формация 140
Совгаванская свита 331, 360
Совиное оловорудное месторождение 535
Соктаханская свита 326, 327, 346, 347
Солокачинское сурьмяное месторождение 11
Солонечная свита 264
Солонийская свита 244, 249
Сооли, оловянное рудопроявление 535
Софийский овал (купол?) 628
Союзненская свита 11, 94—97, 99, 394
Союзненское графитовое месторождение 95
Средне-Амурская впадина (депрессия) 20, 33, 301, 305, 311, 312, 314, 321, 328, 329, 331, 340, 348, 349, 605, 645—647, 658, 659, 662, 665—667, 686—689
Среднеамурская серия 307, 340
Среднесаганарская подсвита 72
Становая серия 395
Становая складчатая область 609—613, 671, 681
Становой пояс протерозоид 585
Становика-Джугджура зона 48, 52, 53, 63, 65, 215, 365, 374, 375, 387, 441, 442, 445, 448, 454, 457, 589, 597, 603, 610
Становика-Джугджура протерозоиды 41, 42, 592, 608, 670, 672
Становика-Джугджура складчатая область 40, 41, 45, 610, 648
Становой (Алгаминский) разлом (зона разломов) 39, 41, 592, 613, 671
Становой комплекс 52, 53, 59, 62, 63, 65, 372, 383—386, 671
Станолирская свита 264, 266, 299
Стрелкинская впадина 615
Суйфунская свита 333, 340
Суларинская свита 98, 99
Суларинский комплекс 633
Сунляо (Сунгари-Ляохэ) впадина 620, 680
Суньуский грабенообразный прогиб 680
Сутамский стави 48—50
Сутарская впадина 334
Сутырские граниты 416, 422
Сухановская терраса 350
Сухотинский синклинорий 616, 618
Сучанская серия 281
Сынчугинское поднятие 675
Сычевская впадина 596

Т

Талгыгский интрузивный комплекс 457
Талданская мульда 255
Талданская свита 472, 679
Талынжанская свита 201, 221, 233, 242, 244—249, 252, 298, 622, 636
Тамбовско-Поздеевское поднятие 620, 621

http://jurassic.ru/

Тангинская свита 154
Таракелакский интрузивный комплекс 492
Тастахская серия 68, 72—74, 78, 193, 390, 392, 394, 395
Тастахский разлом 39, 632, 638, 677
Татаркинская свита 291—294, 296, 297
Таугинский интрузивный массив 521
Таухинская свита 271
Тахобинская свита 296, 320
Тепловская свита 139, 140, 142, 202, 203
Теплоключевская свита 108, 110
Тетюхинская геосинклинальная зона 604
Тетюхинский синклинорий 643
Тимптонская серия 48, 49, 52, 366, 609, 670
Типаринская свита 142, 158, 159, 674
Тихоокеанская впадина 593
Тихоокеанская флора 358
Тихоокеанская зоогеографическая провинция 673, 674
Тихоокеанский второй верхнемежледниковый горизонт 362
Тихоокеанский голоценовый горизонт 346—349, 352, 356, 357, 360, 362
Тихоокеанский первый верхнемежледниковый горизонт 357, 360, 362
Тихоокеанский подвижный пояс 38, 601
Токинская впадина 39
Токско-алгаминский комплекс гнейсовидных кварцевых диоритов 370, 385, 388, 671
Токурская свита 101, 104, 105, 107
Толбузинская свита 236—238, 243, 679
Толбузинское каменноугольное месторождение 236
Томская зона глубинных разломов 598, 599
Томская свита 259
Томчи, оловянное рудопроявление 535
Торомская зона 604
Торомская синклиналь 623
Торомский прогиб 39, 44, 150, 207, 215, 260, 615, 623, 680
Тугурская серия 108
Тугэдякское дайковое поле 443
Тукурингра, геосинклинальная зона 604
Тукурингра-Джагдинская морфоструктура 653
Тукурингра-Джагдинский антиклинорий 626
Тукурингра-Джагды зона 107, 108
Тукурингрская свита 434
Тукурингрский глубинный разлом (зона разломов) 42, 43, 396, 397, 399—401, 456, 461, 464, 591, 598, 599
Тукурингрский пережим 653
Туловчихинская свита 65, 66, 95
Тулучинский интрузивный массив 540—543
Тумнинская зона 516, 525, 643
Тумнинский золотоносный район 527, 549
Тумнинский интрузивный массив 525, 526, 549, 552
Тумнинский прогиб 525
Туранская геосинклинальная зона 604
Туранский массив 631
Тургинская свита 243
Тучкинский интрузивный массив 550, 552
Тьюли формация 140, 146
Тыгдинская впадина 43
Тыгдинский массив гранитоидов 478, 480
Тыльско-Торомская терригенно-минералогическая провинция 215
Тыльско-Шантарское краевое поднятие 42, 45, 623, 624, 629, 630
«Тындинский тип» формирования интрузий 442, 457
Тырканское поднятие 39, 40, 608
Тыркано-Уянское (Тырканское) поднятие 608
Тырминская впадина 222, 656
Тырминская депрессия 568
Тырминский прогиб 44, 246, 249, 250, 622, 635, 677
Тырмо-буреинские (тырминские) гранитоиды 422—428, 430, 434, 489, 635
Тырмо-буреинский комплекс гранитоидных пород 422, 633
Тырская толща (свита) 289, 290

У

Уганская свита 454, 483
Угловская свита 311, 316, 321, 340
Удоминская свита 269, 281—287, 290, 292, 298, 299, 683
Удоминские интрузивные массивы 549
Удская впадина 215, 653, 665
Удская геосинклинальная зона 604
Удская терригенно-минералогическая провинция 215
Удские гранитоиды 448, 453
Удский антиклинорий 605
Удский разлом 599
Удский интрузивный комплекс (серия) 441—444, 447, 454, 456, 457
Удский краевой прогиб 39, 42, 44, 207, 214, 215, 252, 260, 622—625, 648, 680
Удско-Буреинская зона глубинных разломов 598
Удско-Зейская морфоструктура 653
Удско-Зейский прогиб 604
Удско-Охотский вулканогенный пояс 45, 599
Удыль-Кизинская впадина (депрессия) 20, 351, 658, 659
Удыльская впадина 312, 687
Удыльский золотоносный район 549
Удыльско-Тугурская зона глубинных разломов 598, 599
Удыхынская серия 53—56, 65
Удыхынский интрузивный комплекс 454, 455, 457
Уйгунский грабен 638
Уйкинская свита 153, 154
Уйская серия 40, 80, 90, 92, 94, 671, 672
Уктурская свита (серия) 264, 266, 269, 275—280, 283, 284
Уктурский интрузивный массив 549, 550, 552
Улакская терраса 347
Улангангинская свита 243
Улигданская свита 100, 117—120
Улканский магматический комплекс 94, 586, 670
Улканский прогиб 40

http://jurassic.ru/

Улканский субвулканический комплекс 81
Улуйканская свита 154
Улунская свита 159, 163—166, 176, 423
Ульбанский прогиб 615
Ульбинская свита 224, 227, 229, 233
Ульдугичанская свита 184
Ульдура-Курский антиклинорий 639
Улькукская свита 168—171
Умальтинская свита 215, 216, 218, 221, 222, 226, 233, 622, 635
Умлекано-Огоджинская зона глубинных разломов 598
Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс (зона) 45, 495, 598, 599, 632, 647, 650, 683
Унахинская свита 59
Унгунская свита 178
Ураловкинская свита 406
Ургальская свита 242, 244, 247—252, 263
Ургальское каменноугольное месторождение 245—250, 252
Урильская свита 65—67, 71, 390—393
Урканская серия 395
Урканский массив гранитов 480
Урмийский интрузивный массив 590
Урмийский окраинный прогиб 44, 156, 635
Урми-Мяо-Чанская металлогеническая зона 540
Урми-Мяо-Чанская оловорудная зона 545
Урюмская свита 59
Ускалинская свита 206, 233
Усманковская свита 205, 233, 235
Усольгинский интрузивный массив 550
Усмунская свита 153
«Уссомах» толща 194
Уссомахская свита 194, 195
Уссурийская геосинклинальная зона 604
Уссури-Охотская платформа 672
Уссури-Ханкайская древняя глыба 632
Уссури-Ханкайский массив 632, 639, 645, 676
Усть-Амгунский золотоносный район 549
Усть-амурская свита 334, 350, 358
Усть-Амурский вулканический район 312, 321, 641, 689
Усть-Гарьский массив диоритов и кварцевых диоритов 434
Усть-гилюйская серия (комплекс) 58, 60, 62, 108, 395, 626
Усть-Гилюйский (Тукурингрский) глубинный разлом 591
Усть-давыдовская свита 332, 340
Усть-кирбиинская свита 90—92
Устьмайская свита 117
Устьмильская свита 115, 117
Усть-Умальтинское каменноугольное месторождение 245
Утанакская свита 168, 171, 174, 176, 177
Утугойская свита 60
Утукачанская свита 63—65
Утукский ледник (верхнечетвертичный) 30
Учаминское редкометально-золотое месторождение 525, 549
Учурская серия 40, 80—83, 92, 94, 671
Ушумунская впадина 43, 619, 686
Ушумунская свита 305, 328, 331, 336, 340, 688
Ушумунское буроугольное месторождение 300, 308, 328, 331
Уяно-Тавитчакский массив гранитоидов 447
Уянская серия 80—83, 92, 94, 671

Ф

Форт-юнион, свита 319

Х

Хабаровская свита 179
Хабаровский грабен 305, 307—309, 331
Хабаровское буроугольное месторождение 301, 307, 328, 331, 336
Хабаровское погружение 647
Хаимканская впадина 43
Хайканская свита 48
Хайктинский разлом 474
Халано-Глебовский разлом 586
Ханкайский массив 604, 675
Харгинский интрузивный комплекс 495, 514—515
Харгинский золотоносный район 42
Харинская интрузия (граниты) 427
Харинский интрузивный комплекс 676
Харинский массив гранитов 429, 434
Харпинское погружение 645
Хингано-Баджальский вулканогенный пояс (зона) 45, 263, 590, 608, 647
Хингано-Буреинская ветвь Монголо-Охотской геосинклинальной области 158, 639
Хингано-Буреинская геосинклинальная зона 604
Хингано-Буреинская группа экструзий 559, 568
Хингано-Буреинская морфоструктура 656
Хингано-Буреинский антиклинорий 604
Хингано-Буреинский древний блок 672
Хингано-Буреинский краевой прогиб 605, 622
Хингано-Буреинский массив 639
Хингано-Буреинский структурный шов 545
Хингано-Олонойский интрузивный комплекс 490, 491, 496
Хингано-Олонойский прогиб 636, 683
Хингано-Олонойское эффузивное поле 650
Хингано-Яуринский выступ 44, 615, 636
Хинганская вулканогенная зона 650
Хинганская толща (серия) 11, 96, 123, 124, 417, 419
Хинганские гранит-порфиры 491
Хинганский комплекс 94
Хинганский массив гранит-порфиров 491, 496
Хинганское оловорудное месторождение 561
Хинганское поднятие 426
Холанский доледниковый горизонт 350, 358, 360
Холдаминская интрузивная группа 529
Холдоминская свита 279, 280, 682, 684
Холоджиканская свита 207

http://jurassic.ru/

Худурканская свита 49, 50
Хунгарийская зона глубинных разломов 598—600
Хунгарийская интрузивная серия (комплекс) 518, 523, 525, 526, 535, 537, 545, 547, 558, 589, 593, 681
Хунгарийская свита 197, 201, 230, 231, 233
Хунгарийский интрузивный массив 523
Хунгарийское буроугольное месторождение 647
Хурбинская свита 224, 226, 227, 229, 233
Хуту-Джаурский интрузивный массив 523
Хэгано-Буреинский массив 632
Хэганская древняя глыба 632
Хэганский массив 632

Ц

Цаганцабская свита 243
Цагаянская свита (толща) 259, 260, 266, 295, 302, 336, 621, 636, 680
Цагаянского типа флора 267, 295, 303
Центральная антиклиналь 631
Центральная Сихотэ-Алинская геосинклинальная зона 604
Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий (Центральный Сихотэ-Алинский а.) 44, 45, 180, 195, 514, 521, 640, 641, 643, 675, 676, 683
Центрально-Сихотэ-Алинское поднятие 516, 676, 678, 682
Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов (разлом) 518, 523, 525, 526, 535, 549, 551—553, 556, 589, 590, 593, 597—599, 640, 544, 645, 677, 685
Ципандинская свита 83, 88, 89, 94
Цыганско-бакаринский интрузивный комплекс 441, 442, 457—458

Ч

Чаганыйская свита 201, 219—222, 233, 245, 246, 622
Чагдамынская свита 244, 249—252, 263
Чагдамынское поднятие 677, 678, 683
Чагоянское месторождение известняков 662
Чайская свита 116, 117
Чалбинский многофазный интрузивный комплекс 528, 529, 531, 534
Чалбинский многофазный массив 534, 538
Чалбук-Яконский массив гранитоидов 442, 447
Чалбухинский массив 638
Чалляринский интрузивный комплекс 441—443, 457—458
Чалляринский массив основных пород 443
Чаятынский интрузивный комплекс 547
Чаятынский интрузивный массив 550—552
Чаятынский «пережим» 658
Чегдомынское краевое поднятие 41, 44, 639
Чекчойская свита 48
Челбучинская свита 237
Чемунг формация 140
Чемчукинская свита 243—245, 251, 252, 263, 680
Чергиленская свита 98, 122
Чернобурульский массив гранитов 420
Чернореченская свита 305, 307, 310, 321, 336, 340, 348, 688
Чечумская серия 250
Чильчинский массив гранитоидов 447
Чимчанская свита 58, 59
Чёрт-Гора, оловянное рудопроявление 536
Чульбатский интрузивный массив 549, 556
Чуркинский массив гранитоидов 485, 488, 496
Чуркинский окраинный прогиб 676

Ш

Шаманский интрузивный массив 525, 526, 549, 550, 552
Шантарская серия 631
Шантарский интрузивный комплекс 433
Шевли-Урмийская терригенно-минералогическая провинция 215
Шилка-Газимурский прогиб 44
Шуки-поктойская свита 162

Э

Эбканская свита 190
Эворон-Чукчагирская впадина (депрессия) 350, 352, 657, 662, 665, 681
Эвороно-чукчагирский тип спорово-пыльцевых диаграмм 352, 353
Эзопский интрузивный комплекс 495, 500—502, 514, 590, 593
Эзопский интрузивный массив 590
Экимчанская свита 101, 105, 107
Эксеняхская свита 252
Эльгинская свита 201, 219—222, 233, 235, 245, 622
Эльгоканский овал (купол?) 629
Эльдаминский массив гранитоидов 442
Эннинская свита 81—84, 94
Эпиканская свита 201, 215, 218, 221, 222, 226, 233, 622
Эхилканский массив гранитоидов 485, 488, 496

Ы

Ыйский массив диоритов и гранодиоритов 540—543

http://jurassic.ru/

Ю

Юдомо-Майский (Предджугджурский) прогиб 40, 80, 84, 86, 90—92, 113, 116, 133
Юдомо-Майский прогиб 607, 609, 672
Юдомская свита 40, 80, 94, 100, 112, 113, 609, 672
Южная зона габброидов 371
Южно-Тукурингрский разлом (зона разломов) 41, 42, 257, 396—401, 403, 405, 407, 474, 495, 586, 591, 598, 599, 615, 626, 630, 641, 650, 672
Южно-Янканский разлом 630

Я

Якшинская свита 151, 631
Ям-алинский среднеледниковый горизонт 354, 360, 362
Ям-алинское оледенение (см. алданское о.) 667
Ямпканская свита 78, 79
Ямтульский интрузивный массив 549, 552
Янкано-Джелтулинская структурно-формационная зона 395—397, 402, 404, 456, 461, 587
Ярапская свита 168, 174—176
Яснополянская свита 326, 327, 336
Яуринская группа куполовидных вулканов 564
Яуринские граниты 422
Яяно-Чимчаканский интрузивный массив 549, 550

http://jurassic.ru/

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие. *Л. И. Красный* 7

Глава I. **История геологического изучения.** *А. Ф. Баранов.* 9

Глава II. **Физико-географическое описание и экономическая характеристика.** *Ю. Ф. Чемеков и Л. Б. Кривицкий* 15

Рельеф 15

Климат 22

Гидрография 26

Почвенно-растительные условия 32

Экономическая характеристика 34

Глава III. **Основные черты геологического строения.** *Л. И. Красный* . . . 38

Глава IV. **Стратиграфия** 47

Ранний докембрий (архей и нижний протерозой) 47
Архейская группа 47
Алданский комплекс. *В. Н. Мошкин, Н. С. Шпак* 47

Протерозойская группа 52
Нижний протерозой 52
Становой комплекс. *В. Н. Мошкин, Ю. П. Рассказов* 52
Восточная часть хр. Станового и хр. Джугджур 53
Западная часть хр. Станового и хр. Тукурингра 58
Учуро-Майский район 63
Хребет Малый Хинган и бассейн р. Ниман. *Л. В. Эйриш* 65
Буреинский хребет. *Э. П. Хохлов* 69

Поздний докембрий 75
Верхний протерозой 75
Буреинский хребет. *Э. П. Хохлов* 75
Синий 79
Учуро-Майский район. *В. А. Ярмолюк* 80
Хребет Малый Хинган. *Л. В. Эйриш* 94
Район р. Мельгин. *Э. П. Хохлов* 98
Тырминско-Сутырский район. *Э. П. Хохлов* 99
Хребет Джагды. *Э. Л. Школьник, А. П. Глушков* 100
Хребты Тукурингра и Соктахан. *Э. Л. Школьник* 108

Палеозойская группа 111
Кембрийская система. *В. А. Ярмолюк* 111
Учуро-Майский район 111
Нижний кембрий 112
Алданский ярус 112
Ленский ярус 114
Средний кембрий 115
Амгинский ярус 115
Майский ярус 116
Хребет Джагды. *В. А. Ярмолюк, А. П. Глушков* 117
Район р. Мельгина 121
Малый Хинган 122
Средний (?) и верхний кембрий. *А. П. Глушков* 124
Ордовикская система 124
Силурийская система. *Л. И. Красный, Е. А. Модзалевская* 124
Девонская система. *Л. И. Красный, Е. А. Модзалевская* 134

http://jurassic.ru/

Стр.

Верхнее Приамурье . . . 134
Зейско-Селемджинский район . . . 141
Западное Приохотье . . . 150
Шантарские острова . . . 150
Кырано-Аянский район . . . 152
Кур-Урмийский район . . . 155
Нилано-Левобуреинский район . . . 157
Каменноугольная система. *В. И. Сухов* . . . 158
Верхнее Приамурье . . . 159
Зейско-Селемджинский район . . . 160
Ниланский район . . . 161
Кур-Урмийский район . . . 162
Хабаровский район . . . 166
Пермская система. *В. И. Сухов* . . . 167
Кур-Урмийский район . . . 168
Хабаровский район . . . 179
Центральный Сихотэ-Алинь . . . 179
Верхнее Приамурье . . . 181

Мезозойская группа . . . 183
Триасовая система. *Э. П. Хохлов* . . . 183
Верхнее Приамурье . . . 184
Хребет Соктахан . . . 185
Малый Хинган . . . 187
Западное Приохотье . . . 188
Бассейны верховьев рек Амгуни и Урми . . . 190
Бассейн р. Буреи . . . 192
Северный Сихотэ-Алинь . . . 195
Хребты Хехцир и Вандан . . . 197
Юрская система. *Л. В. Сибирякова, К. М. Худолей* . . . 199
Верхнее Приамурье . . . 202
Западное Приохотье . . . 207
Буреинский бассейн . . . 215
Нижнее Приамурье . . . 224
Северный Сихотэ-Алинь . . . 229
Верхняя юра и нижний мел . . . 235
Верхнее Приамурье. *М. С. Нагибина* . . . 235
Зейско-Депский район. *М. С. Нагибина* . . . 238
Буреинский бассейн. *Е. Б. Бельтенев* . . . 244
Западное Приохотье. *Ю. А. Иванов и Л. И. Красный* . . . 252
Меловая система . . . 254
Верхнее Приамурье и Зейско-Селемджинский район. *М. С. Нагибина* . . . 255
Зейско-Буреинская впадина. *Л. И. Красный* . . . 258
Западное Приохотье. *Л. И. Красный* . . . 260
Верхне-Зейская впадина. *И. И. Сей* . . . 262
Хребты Малый Хинган и Баджальский. *З. П. Потапова* . . . 263
Северный и Средний Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье. *В. Н. Верещагин и З. П. Потапова* . . . 267
Нижний мел. *В. Н. Верещагин и З. П. Потапова* . . . 269
Валанжинский ярус . . . 269
Готеривский ярус . . . 275
Баррем-апт-альбские отложения . . . 275
Верхний мел. *В. Н. Верещагин* и *З. П. Потапова* . . . 281
Сеноман-туронские отложения . . . 281
Туронские и сенонские отложения . . . 284
Позднесенонские и датские образования . . . 287

Кайнозойская группа . . . 300
Палеоген и неоген *Г. М. Власов, В. Г. Варнавский* . . . 300
Палеогеновая система . . . 302
Зейско-Буреинская впадина . . . 302
Верхне-Зейская впадина . . . 304
Средне-Амурская впадина . . . 305
Нижнее Приамурье . . . 312
Северный и Центральный Сихотэ-Алинь . . . 314
Неогеновая система . . . 322
Зейско-Буреинская впадина . . . 322
Верхне-Зейская впадина . . . 326
Средне-Амурская впадина . . . 328

http://jurassic.ru/

Стр.

Северный и Центральный Сихотэ-Алинь 332
Общие выводы по палеогену и неогену 334
Четвертичная система. *Ю. Ф. Чемеков* 342
Амуро-Зейская впадина 345
Верхне-Зейская впадина 346
Средне-Амурская впадина 348
Нижнее Приамурье 350
Горные районы 353
Морское побережье и донные осадки 356

Глава V. **Интрузивный магматизм** 364

Введение. *М. И. Иициксон* 364

Докембрийские интрузивные и ультраметаморфогенные образования . . . 365

Архейские образования 365
Хребты Становой и Джугджур. *В. Н. Мошкин* 365

Протерозойские образования 370
Хребты Становой и Джугджур. *В. Н. Мокшин* 370
Хребты Малый Хинган и Буреинский. *Э. П. Хохлов* 390

Палеозойские интрузии 395
Верхнее Приамурье. *Т. А. Милай* 395
Раннепалеозойские интрузии 397
Среднепалеозойские интрузии 402
Амуро-Зейский район. *Ю. П. Рассказов* 405
Раннепалеозойские интрузии 405
Позднепалеозойские интрузии 412
Хребты Малый Хинган, Буреинский и Турана. *Б. И. Лови* 415
Раннепалеозойские интрузии 416
Позднепалеозойские интрузии 422
Хребет Джагды и Западное Приохотье. *Б. И. Лови* 433
Позднепалеозойские (?) интрузии 433

Мезозойские и кайнозойские интрузии 439
Хребты Становой и Джугджур. *В. Ф. Зубков, В. В. Шиханов* . . . 441
Раннемеловые интрузии 441
Раннемеловые — позднемеловые интрузии 450
Позднемеловые интрузии 454
Верхнее Приамурье. *Т. А. Милай* 456
Триасовые интрузии 456
Юрские интрузии 460
Раннемеловые интрузии 467
Амуро-Зейский район. *Ю. П. Рассказов* 476
Раннемеловые интрузии 476
Позднемеловые интрузии 483
Хребет Малый Хинган. *Н. В. Луцкина* 485
Позднеюрские интрузии 485
Позднеюрские-раннемеловые интрузии 489
Раннемеловые интрузии 490
Позднемеловые (?) интрузии 492
Хребет Эзоп. *Н. В. Луцкина* 495
Раннемеловые интрузии 495
Позднемеловые интрузии 500
Западное Приохотье. *Н. В. Луцкина* 506
Меловые интрузии 506
Северный Сихотэ-Алинь и прилегающие районы левобережья р. Амур. *Э. П. Изох* 513
Раннемеловые интрузии 518
Позднемеловые (сенонские) интрузии 525
Позднемеловые и раннепалеогеновые интрузии 528
Позднепалеогеновые (?) интрузии 540
Неоген-четвертичные (?) интрузии 544
Нижнее Приамурье. *В. В. Русс* 547
Позднемеловые (сенонские) интрузии 547
Позднемеловые — раннепалеогеновые интрузии 556

Экструзивные образования. *В. И. Сухов* 559
Хингано-Буреинская группа экструзий 559

http://jurassic.ru/

Стр.

Амгунская группа экструзий 570
Нижне-Амурская группа экструзий 573
Восточно-Сихотэ-Алинская группа экструзий 580

Общие черты интрузивного магматизма. *М. И. Иициксон* 584

Глава VI. **Особенности аномальных физических полей и некоторые черты глубинного строения.** *К. А. Шанцын* 595

Глава VII. **Тектоника.** *Л. И. Красный* 601

Введение 601
Юго-восточная часть Сибирской платформы 608
Становая складчатая область 609
Монголо-Охотская складчато-глыбовая область 614
Буреинский массив 631
Сихотэ-Алинская складчатая область 636
Вулканогенные пояса и зоны 647

Глава VIII. **Геоморфология.** *Ю. Ф. Чемеков* 651

Глава IX. **История геологического развития.** *Е. Б. Бельтенев, Л. И. Красный и В. А. Ярмолюк* 670

Литература 693
Указатель географических названий 708
Предметный указатель 721

ГЕОЛОГИЯ СССР
т. XIX
Хабаровский край и Амурская область
Часть I

Ведущий редактор *М. Д. Мирзоева*
Технический редактор *А. Г. Иванова*
Корректоры *Р. А. Слобоженко, Л. А. Столярова*

Подписано к набору 18/III 1966 г. Подписано к печати 18/X 1966 г.
Формат 70×108¹/₁₆ Бум. № 1 Печ. л. 49,5 с 6 вкл. и цв. картой Усл. л. 69,3
Уч. изд. л. 69,72 в т. ч. 1,87 цв. карта Т.-14319 Тираж 1500 экз. Зак. № 226/8901—1
Индекс 3—4—1 Цена 5 р. 51 к. с картой

Издательство «Недра». Москва К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Типография фабрики № 9 ГУГК

http://jurassic.ru/