

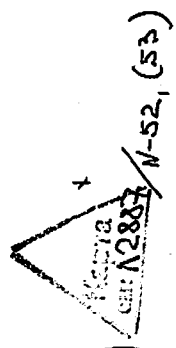
XXIII, -173 N-52, (53)
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ имени А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)
СТРОИТЕЛЬНЫЙ ОТДЕЛ.
На дом не выдается.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА
СССР

Масштаб 1:1 000 000
(новая серия)

Объяснительная записка
Лист N-52, (53) — Зоя

13 1 М 5 4 6



ЛЕНИНГРАД, 1985

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист N-52, (53) — Зея, 1985. 128 с. (Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ).

Обоим фактический материал по стратиграфии, литологии, тектонике и тектонике значительной части территории Приамурья и Западного Приохотья. Приведены сведения по геоморфологии, гидрогеологии, минерально-сырьевым ресурсам. Установлены закономерности геологического строения области сочленения главных структур Дальнего Востока СССР: Алдано-Станового щита, Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем, Бурейского массива.

Для широкого круга специалистов, интересующихся региональной геологией СССР.

Табл. 9, ил. 6, список лит. 92 назв.

Материалы по листу N-52, (53) — Зея рассмотрены и одобрены к печати 18 мая 1983 г. Утверждены к изданию НРС Мингео СССР 26 мая 1983 г.

Редакционная группа Главной редакции Госгеолкарты СССР м-ба 1:1 000 000 (новая серия): Г. П. Александров, Г. С. Ганешин, И. К. Зайцев, К. Б. Ильин, Р. И. Соколов, Г. Н. Шилошников (председатель), Э. Г. Якубасова

Главный редактор Дальневосточной группы листов
Госгеолкарты СССР В. К. Путинцев

Ответственный редактор Е. М. Заболоцкий

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-52, (53)-Зея охватывает около половины Амурской области и сопредельные районы Якутской АССР и Хабаровского края, включая полностью или частично следующие административные районы: Зейский, Тындинский (Джелтулакский), Магдагачинский (Тыгдинский), Шимановский, Мазановский, Селемджинский районы Амурской области, Алданский р-н Якутской АССР, Аяно-Майский, Тугуро-Чумиканский, им. Полины Осипенко, Верхнебурейский районы Хабаровского края. Большая часть рассматриваемой территории занята низкими и средневысотными горами, в юго-западной части располагаются равнины. Преобладающее простирание горных хребтов субширотное (хребты Становой, Джугдзур, Туруингра, Соктахан, Джагды, Селемджинский, Эзон), часть хребтов имеет юго-восточное, северо-восточное и меридиональное простирание (хребты Токтинский Становик, Джугдзур, Майский, Турана, Ям-Алинь). Высота хребтов в среднем до 1000 м, отдельные вершины достигают 1500—2000 м, в хребтах Токтинский Становик и Ям-Алинь отмечаются высоты до 2300 м. Вершины гор сглаженные, округлые и лишь местами отмечаются резко расчлененные, ледниковые формы. Верхний пояс гор лишен растительности и покрыт каменными развалами (гольцовая зона). На территории листа располагаются Верхнезейская и Амуро-Зейская возвышенные равнины (абс. выс. до 200 м). Амуро-Зейская равнина слабохолмистая, Верхнезейская — плоская, заболоченная.

Климат района континентальный с муссонными чертами, в целом умеренно-теплый. Большинство осадков выпадает в теплое время года, особенно в июле и августе; зимы суровые, малоснежные; повсеместно распространена многолетняя мерзлота. Речная сеть густая, что объясняется невысоким испарением, горным рельефом и слабой водопроницаемостью пород из-за наличия мерзлоты. Характерен резкий подъем уровня воды обычно в конце июля. Крупнейшими реками района являются Зея, Селемджа и Уда. В пределах территории листа располагаются также верховья рек бас. Лены (Сутам, Алгома, Идум, Таркан, Учур). Для рассматриваемой территории характерно повсеместное распространение таежных лесов, главным образом лиственных. Заболоченность типична лишь для Верхнезейской равнины (к югу от Зейского водохранилища) и междуречья Депа и Нюры. В целом район достаточно хорошо обжит, особенно по рекам и водоразделам, и доступен для геологического изучения без применения больших объемов горных работ.

Район населен слабо. Население сосредоточено в небольших городах (Зея, Шимановск) и поселках по долинам Зеи, Селемджи, Амуре и вдоль железной дороги. Природные ресурсы района значительны

и включают разнообразие полезные ископаемые, леса и энергию рек. Промышленность представлена следующими отраслями: деревообработка, производство стройматериалов, добыча полезных ископаемых, электроэнергетика (Зейская ГЭС, Огоджинская ТЭС). В транспортном отношении район освоен слабо, многие его части труднодоступны. На юго-западе территории проходит Транссибирская ж. д. магистраль, через центр района с северо-запада на юго-восток проходит трасса БАМ, имеются автодороги: Тыгда—Зей—Золотая Гора, Свободный—Норск—Златоустовск. Судостроение осуществляется по Зее и Зейскому водохранилищу до Бомнака и по Селемдже до Норска. С населенными пунктами, удаленными от ж. д. (Зей, Экимчан, Софийск и др.), существует авиационное сообщение. Перспективы экономического освоения района достаточно велики, особенно в связи со строительством БАМ и развитием электроэнергетики.

В геологическом отношении в пределах листа N-52, (53) — Зей можно выделить три крупных района. На севере, в бас. верхнего течения р. Зей, на левобережье Уды, в области Станового хребта и хр. Джугджур располагается район развития раннедокембрийских кристаллических образований Алдано-Станового щита, активизированного в мезозое с образованием многочисленных гранитоидных интрузий и локальным проявлением вулканизма. Южнее, главным образом в области хребтов Тукурингра, Соктахан, Джагды, Селемджинский, Ям-Алинь, Эзоп, располагается субширотный пояс геосинклинально-складчатых структур, сформировавшихся на раннедокембрийском — рифейском основании в течение венда, палеозоя, мезозоя и существенно переработанных блоками движениями позднего мезозоя. Эти структуры принадлежат в основном к Амуро-Охотской складчатой системе, а в юго-восточной части листа включают и северо-западный фланг Сихотэ-Алиньской системы. Третий геологический район располагается на юге и юго-западе листа (Амуро-Зейское, Зее-Селемджинское междуречья, хр. Турана) и включает существенно гранитный цоколь Буренского массива, переработанный вдоль ограниченной крупных блоков процессами мезозойской тектоно-магматической активизации и частично перекрытый рыхлыми кайнозойскими отложениями Амуро-Зейской депрессии.

Район в целом характеризуется сложным геологическим строением. В каменной летописи представлены образования нижнего докембрия (нижнего и верхнего архея, нижнего протерозоя), верхнего докембрия (рифей и венда), всех систем фанерозоя. Широко и разнообразно проявлен магматизм. Породы района интенсивно дислоцированы. Разнообразен спектр полезных ископаемых.

В настоящее время территория листа N-52, (53) — Зей полностью изучена среднemasштабным геологическим картированием, и часть площади исследована более детально сьемкой крупного масштаба. Эти работы проводились геологами ПГО «Дальгеология», «Якутгеология», НПО «Аэрогеология», и их результаты являются основными при составлении геологической карты листа и объяснительной записки. При решении геологических вопросов привлекались также результаты тематических исследований. Имеющиеся материалы с достаточной полнотой и детальностью характеризуют геологическое строение района. В последние годы получено много новых данных по стратиграфии палеозоя восточного фланга Амуро-Охотской системы, детализировано расчленение и надежно коррелируются юрские отложения, детализировано расчленение триаса. На протяжении ряда лет изучались магматические образования эпохи мезозойской активизации и связанные с ними рудоносность. Вместе с тем остаются слабо обоснованным расчленение и корреляция стратиграфических подразделений докембрия, недостаточно данных о возрасте интрузивных комплексов.

Начало геологического изучения района (с середины прошлого столетия) связано с именами Н. П. Аносова, Ф. Б. Шмидта, И. С. Боголюбского, Л. Ф. Бацевича. С конца XIX в. исследования проводятся под эгидой Геолкома и приобретают систематический характер. В связи со строительством Транссибирской магистрали и изучением рудных районов на рассматриваемой территории работали геологи Восточно-Сибирской горной партии (1894—1897 гг.), Амурско-Приморской геологической партии (1898—1912 гг.), геологических партий Амурской экспедиции (1910—1912 г.): П. К. Яворский, Э. Э. Анерт, А. И. Хлопонин, М. М. Иванов, П. Б. Риппас и другие. Полученные ими данные (отчеты, карты, объяснительные записки) стали основой представлений к государственному геологическому картированию мелкого и среднего при составлении первой геологической карты Азиатской России масштаба 1:100 000 в дюйме (соответствующие листы изданы в 1917 г.).

В послереволюционное время геологическое изучение района было связано со сьемкой отдельных участков; поисками полезных ископаемых, биогеографическими исследованиями. Были созданы первые сводки по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока (Э. Э. Анерт, А. Н. Криштофович), включающие и рассматриваемую территорию. С начала 30-х годов был осуществлен переход к исследованию района силами территориальных управлений, а с 50-х годов — к государственному геологическому картированию мелкого и среднего масштабов. Полученные результаты были обобщены в работах С. А. Музылева, М. И. Ициксона, Л. И. Красного, М. С. Нагибиной, Д. А. Кирикова, В. Н. Мошкина и других. Итоги изучения геологического строения района отражены в издании «Геология СССР, т. XIX». В этой работе содержится и обстоятельный обзор истории исследований до начала 60-х годов.

В последующие годы значительное развитие получили тематические исследования по широкому кругу вопросов. Стратиграфией раннего докембрия занимались Ю. П. Рассказов, Л. П. Карсаков, Б. Л. Годзевич, И. В. Козырева, Г. Ю. Лагздина, М. З. Глуховский. Биогеографические исследования по палеозою провели М. Т. Турбин, Г. В. Роганов, Г. В. Беляева, Г. Р. Шишкина, по мезозою — И. И. Сей, Т. М. Окулева, М. Т. Турбин, А. А. Майборода, по кайнозую — В. А. Барвенко, В. П. Пан, А. П. Сорокин. Раннедокембрийский магматизм изучали В. Н. Мошкин, А. М. Ленинков, С. А. Шека, И. Н. Давыдов, Л. П. Карсаков, Р. А. Октябрьский, палеозойский — В. К. Путинцев, Э. Я. Дубинчик и другие, мезозойский — В. И. Сухов, Е. М. Заблоцкий, М. И. Кузьмин, Г. П. Смирнова и другие. Новые разработки по тектонике раннего докембрия осуществлены М. З. Глуховским, Б. Л. Годзевичем, Л. П. Карсаковым, М. Н. Афанасовым, В. Л. Дуком. Строение геосинклинально-складчатого пояса изучали Е. Б. Бельтнев, М. Т. Турбин, Г. В. Роганов, Л. В. Эйрш, В. Ф. Сигов, А. А. Майборода. Внегеосинклинальные структуры описаны в работах В. К. Путинцева и его соавторов, В. М. Терентьева, В. И. Сухова и других. Глубинное строение территории изучали Э. Н. Лишевский, Н. М. Сыгина, В. В. Пуринг, Э. Л. Рейнлиб, Ю. Ф. Малышев, И. И. Шапочка. Геоморфология и неотектоника района освещены в работах Г. И. Худякова, В. В. Николаева, Р. М. Семенова, Г. Ф. Уфимцева. Л. И. Красный продолжил изучение общих вопросов геологии и тектоники Дальнего Востока в рамках развиваемых им представлений о мегаблоковой делимости земной коры, включающая рассматриваемый район, находящийся на стыке Алдано-Станового и Амурского геоблоков. Геологическое строение и история развития района рассмотрены в монографии Л. И. Красного «Геология региона Байкало-Амурской магистральной» (1980). Большое количество данных по геологии рассматриваемого района содержится в материалах региональных стратиграфи-

ческих и петрографических совещаний и обобщающих монографиях: «Геология Северо-Восточной Азии» (1973), «Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации Азиатской части СССР» (1979), в сборниках статей, издаваемых Советом КНИР БАН в трудах ВСЕГЕИ и других публикациях.

Наряду с указанными материалами в работе использованы результаты полевых исследований Г. Ю. Лагздиной и В. Г. Тарасовой в бас. рек Сутам и Купури; Е. М. Заблочного в пределах западной части Станового хребта и по рекам Гилюй, Мульмута, Уркан, Зея, Пр. Бурей; В. В. Заморуева на Токнинском Становике; И. И. Сей в бас. рек Шейли, Гербижан, Ир, Муникан, Акишма, Ниман; Т. М. Окуневой в бас. рек Дел, Шейли, Галам, Ниман; О. Н. Кабакова в бас. р. Селемджа, а также Г. П. Смирновой в бас. р. Сутам.

Увязка геологических границ публикуемой карты с соседними листами вызвала некоторые затруднения. Восточный лист N-(53), 54 был составлен около 10 лет тому назад, издан в 1979 г. За истекшие годы проведены геолого-съемочные работы крупного и среднего масштаба в пределах Преддзуджурского, Нимеленского прогнов, Удского железорудного района, в результате которых была разработана новая схема стратиграфии мезозойских вулканитов, юрских, силурийских и девонских отложений. По северной рамке геологические границы также в основном увязаны, и расхождения обусловлены различной номенклатурой для одних и тех же стратиграфических подразделений раннего архея данного района. Сопоставление принятого расчленения и наименований приведены в табл. 1.

Составление геологической карты листа N-52, (53) — Зейя и объяснительной записки осуществлено во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте (ВСЕГЕИ). Составители пользовавшихся консультациями С. А. Музылева, В. К. Путинцева, Р. И. Соколова, Г. Г. Н. Шапошникова, Г. П. Александрова, К. Б. Ильина, Э. Л. Магнусовского, Г. С. Ганешина, Ю. Ф. Чемезова, С. Н. Сурикова. В сборе материалов и оформлении работы принимали участие О. П. Кузина, Т. А. Максатова, С. Б. Петров, Л. В. Примакова, Г. В. Чеборыкова.

[illegible]

Схема составления странграфических подразделений нижнего арха
смежных репринтов N-52, (53) и O-52, (53)

Нижнеархейские породы региона являются образованиями наиболее глубоких зон земной коры. Формирование их происходило в условиях высокого давления (11—11,5 кбар) и высоких температур (1000—1100 °C) (сутамская и чогарская субфации глубинности [42]). Наиболее широко распространены бескарцевые железно-магнезиальные кристаллические сланцы: двупироксеновые, роговообманково-двупироксеновые, гиперстеновые плагносланцы. Менее распространены высокожелезистые магнетит-гиперстеновые, магнетит-двупироксеновые и гранатосодержащие разновидности двупироксеновых и роговообманково-двупироксеновых (эклогитоподобных) кристаллических сланцев. Высокомагнезиальные кристаллические сланцы основного и ультраосновного состава представлены двупироксен-роговообманковыми, двупироксеновыми, шпинельсодержащими разновидностями. Второй наиболее распространенной группой пород являются глиноземистые биотитовые гнейсы и плагиогнейсы с гранатом, кордиеритом и силлиманитом. Нижнеархейский комплекс представлен гудатской, дамбукинской, токсской, джанинской сериями, разделенными на толщ. В пределах Идомской зоны разрез, сопоставляемый в основном с тимптоно-желтулинским комплексом, делится на свиты. При корреляции намечено девять уровней (табл. 2).

Первая толща гудатской серии (AR₁gd₁) наблюдается по р. Сутам, между устьями рек Даурка и Мугикта (мугиктинская толща); ранее выделялась как верхняя подсвита кюрканской свиты. Нижняя часть толщи представлена гранат-роговообманково-двупироксеновыми кристаллическими сланцами (эклогитоподобными) с прослоями и линзами кальцифиров (от 2 до 5 м), полевошпатовых и силлиманитовых кварцитов (от 1 до 20 м). Во всех разновидностях пород наблюдается обильная вкрапленность сульфидов. Мощность пачки 150—200 м. Остальная часть разреза представлена мигматизированными роговообманково-двупироксеновыми, магнетит-двупироксеновыми кристаллическими сланцами с прослоями биотит-гранатовых, биотит-гиперстен-гранатовых и биотитовых кристаллических сланцев мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров. Гнейсы присутствуют в подчиненном количестве. На разных уровнях встречаются малоомощные линзы силлиманит-гиперстен-кордиерит-гранатовых и биотит-гиперстен-гранатовых гнейсов с сапфиринном. Толща насыщена пластовыми телами ультрабазитов. Мощность ее около 1000 м.

Вторая толща гудатской серии (AR₁gd₂) обнажается на правобережье р. Даурка (дауркинская толща); ранее выделялась как средняя подсвита кюрканской свиты. От выше- и нижележащих толщ отличается большей насыщенностью гранатосодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами, которые составляют 40—50 % ее объема. Разрез по простиранию резко меняется. Гранатосодержащие разновидности пород представлены гранат-гиперстеновыми кристаллическими сланцами (преобладают), биотит-гиперстен-гранатовыми, гранат-биотитовыми иногда с графитом, гранатовыми, гиперстен-силлиманит-кордиерит-гранатовыми, гранат-силлиманит-биотитовыми, биотит-сапфирин-пироксеновыми гнейсами, гранатовыми амфиболитами. Гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы слагают линзы мощностью до 500 м и протяженностью до 6—10 км. Мощность линз высокожелезистых гнейсов не превышает 200—250 м. Безгранатовые разновидности пород представлены полосчатыми двупироксеновыми, роговообманково-гиперстеновыми, гиперстеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами. На разных уровнях отмечаются линзы диопсид-скаполитовых пород, кальцифиров и кварцитов. Мощность линз кальцифиров от десятков сантиметров до нескольких метров. Кварциты содержат в большем или меньшем количестве силлиманит, гранат, биотит, гипер-

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования рассматриваемой территории разнообразны по возрасту. Нижне- и верхнеархейские породы широко развиты на севере района, где они слагают Алдано-Становой шит. Нижнепротерозойские образования ограничено развиты здесь в виде тектонических клиньев, а на Бурейнском массиве слагают ксенолиты среди гранитоидов. Верхнепротерозойские (рифейские) отложения развиты в фундаменте подвижных областей фанерозоя в южной части района, вендские, венд-нижнекембрийские слагают фрагменты складчатых структур по рекам Зей, Дел, Дугда, на левобережье р. Уда. Наибольшие участки развития платформенного рифея и венда находятся на севере района. Отложения кембрия в различных фациях представлены на правобережье р. Уда. Там же, в бас. рек Шейли, Галам и др. известны нижнеордовикские, силурийские отложения. Геосинклинальные толщи девона и карбона прослеживаются на сотни километров от правобережья р. Зей до низовьев р. Уда. Пермь развита менее широко (в ядрах синклиналей) по рекам Тукси, Лан, Лагал, Ниман. Локально развиты отложения нижнего триаса (бас. р. Шейли) и более широко — верхнего триаса, прослеживающиеся от левобережья Зей на западе до рек Бурея и Кербя на востоке. Широко и разнообразно представлены юрские морские отложения, верхнеюрские и меловые континентальные, в том числе вулканические образования. На больших площадях и частично по скважинам изучены разрезы кайнозой Верхнезейской и Амуро-Зейской депрессий.

АРХЕЙ

К архейским стратифицированным образованиям отнесены метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Нижнеархейские породы гранулитовой фации слагают южную часть Алданской складчатой области (Сутамский и Идомский блоки) и выступы основания Становой позднеархейской—раннепротерозойской системы (с запада на восток: Дамбукинский, Брантинский, Токский, Чогарский, Джанинский). Стратифицированные образования позднего архея метаморфизованы в амфиболитовой фации. Ими сложены фрагменты Становой складчатой системы и, судя по небольшим фрагментам,— фундамент фанерозойских складчатых областей (Гонжинский выступ, Мамынская зона). На севере Мамынской зоны Бурейнского массива известны также гранулитовые породы раннего архея. Трудности расчленения и корреляции архея приводят к выделению в пределах отдельных блоков самостоятельных серий (совокупностей толщ или свит), хроностратиграфическое сопоставление которых остается условным. В основу корреляции положен структурно-вещественный принцип.

Схема расчленения и корреляции нижнего архея

Амурская область, зоны		Становая система, выступы основания									
Сутамская	Идумская	Альбанская свита	—	—	—	—	—	—	—	—	Джангинский, Чорарский
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гидатская серия	Худурканская свита	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Пятая толща (железнянская)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Четвертая толща (каменная)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Третья толща (усть-дауркинская)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Вторая толща (дауркинская)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Первая толща (мултинская)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Корях-макинская свита	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Дамбукинская серия	Верхняя толща (уделетская свита)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Средняя толща (каменная свита)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Нижняя толща (дауркинская свита)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Токая серия	Верхняя толща	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Средняя толща	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Нижняя толща	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Джангинская серия	Верхняя толща (иктадинская свита)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Примечание. Автор, изучавший нижнеархейские образования Становой системы (Л. П. Карасков, В. Л. Толмачев и другие), сопоставляет образования Тока с Джангинской и Дамбукинскими сериями, указывая на трехчленное строение и присутствие гранитоидных пород в их средней части. Г. Ю. Матвеев считает Дамбукинскую серию на две части, считая выделение уделетской свиты несоответствующим. — Отг. ред.											

стен, магнетит. По содержанию магнетита часть железистых кварцитов является промышленными рудами. На водоразделе рек Сутама и Даурки количество кварцитов резко возрастает. Мощность пачек колеблется от десятков метров до 240 м. Мощность дауркинской толщи по последним представлениям не превышает 2000 м, В. И. Колесниковым она оценивается в 3000—3500 м.

Третья толща гидатской серии (AR_{1gd_3}) развита в районе устья р. Б. Даурка (усть-дауркинская толща) состоит из двупироксеновых, двупироксен-роговообманковых, гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев с маломощными прослоями и линзами гранат-пироксеновых, гранат-биотитовых, графит-гранат-биотитовых, биотит-силлиманит-гиперстен-кордиеритовых кристаллических сланцев. Протяженность линз до 1—2 км, мощность от нескольких сантиметров до 25 м. На разных уровнях встречаются линзы силлиманитовых, гиперстеновых и магнетитовых кварцитов, кальцифиров, диопсид-флогопитовых пород. Характер переслаивания различных по составу пород самый разнообразный. Тонкослоистые пачки перемежаются с мощными однородными пачками. Количественные соотношения гнейсов и кристаллических сланцев на площади резко изменяются. В наиболее хорошо обнаженных разрезах на площади р. Сутама толща интенсивно графитизирована, породы субстрата составляют не более 40 % ее объема. Мощность толщи 2500 м.

Четвертая толща гидатской серии (AR_{1gd_4}) развита в верхнем течении р. Сутама между устьями рек Каменная и Железнякан (каменная толща); от выше- и нижележащих толщ отличается более однородным составом. Толща представлена переслаиванием гиперстеновых, роговообманково-гиперстеновых, двупироксен-роговообманковых кристаллических сланцев и гнейсов. Встречаются маломощные прослои амфиболитов и ультраосновных кристаллических сланцев. В верхах разреза отмечаются линзы мраморов и кальцифиров, глиноземистых и высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов. Толща интенсивно магнетизирована, возможно поэтому кажется весьма однообразной. Мощность 2500 м.

Пятая толща гидатской серии (AR_{1gd_5}) развита в западной и восточной частях Сутамского блока (железнянская толща). Предыдущими исследователями здесь выделялись вернееалданская, улунчинская и сутамская свиты. Маркирующими породами являются биотит-гранатовые и графит-биотитовые гнейсы, содержащие в большем или меньшем количестве силлиманит и кордиерит. В виде маломощных прослоев встречаются двупироксеновые (иногда с роговой обманкой и биотитом), гиперстеновые, диопсидовые, гранат-пироксеновые кристаллические сланцы, гранатовые гнейсы и кварциты. Мощность пачек с преобладанием тех или иных разновидностей пород 100—150 м. Глиноземистые и высокоглиноземистые гнейсы составляют до 80 % разреза. Мощность толщи 2000—2500 м.

Корях-макинская свита (AR_{1km}) залегает в основании разреза Идумской зоны; ранее выделялась как кюрканская свита. Представлена двупироксеновыми и биотит-двупироксеновыми кристаллическими сланцами и гиперстеновыми гнейсами. Изредка встречаются маломощные прослои и линзы биотит-гранатовых, биотит-гранат-гиперстеновых гнейсов и кальцифиров. Мощность свиты 1500—2000 м.

Тыркканская свита (AR_{1tr}) по особенностям строения подразделяется на две части: нижнюю, сложенную преимущественно лейкократовыми биотит-гранатовыми гнейсами с подчиненными прослоями биотитовых гнейсов и редкими маломощными линзами амфиболитов, и верхнюю — пеструю по составу толщу, в которой наблюдается частое переслаивание биотитовых, графит-биотитовых, биотит-гранатовых, ди-

опсидовых, гипертеновых гнейсов. На разных уровнях встречаются линзы мраморов и кальцифиров. Мощность свиты 3000 м.

Худурканская свита (AR_{14d}) по объему соответствует нижней подсвите худурканской свиты, показанной на среднемасштабных геологических картах. Свита представлена моногонной толщей лейкократовых гипертеновых и биотит-гипертеновых гнейсов с редкими маломощными прослоями меланократовых двупироксеновых, роговообманково-гипертеновых и гранат-гипертеновых кристаллических сланцев, линзами мраморов и кальцифиров. Количественное соотношение гнейсов и кристаллических сланцев непостоянное. В северной части преобладают гнейсы, в южной — кристаллические сланцы. По мере увеличения меланократовости толщ увеличивается и содержание в них граната. Мощность свиты 2000—2500 м.

Ивакская свита (AR_{14v}) ранее выделялась как средняя под-свита худурканской свиты; состоит из меланократовых роговообманково-двупироксеновых, двупироксеновых, гипертеновых кристаллических сланцев и гнейсов, мраморов и кальцифиров. От выше- и нижележащих толщ отличается насыщенностью мраморами и кальцифирами. Карбонатные породы составляют от 10 до 50 % объема свиты, а в верховьях р. Мая до 80 %. Они образуют линзы, маломощные слои и мощные (сотни метров) пачки. На правобережье р. Второй Сивактылак и в бас. р. Б. Мутюки отмечены пачки мраморов и кальцифиров мощностью 700—1200 м. Кристаллические сланцы и гнейсы, весьма однообразные по составу, образуют мощные (100—300 м) пачки и всегда в том или ином количестве содержат линзы мраморов и кальцифиров. Мощность свиты 2500 м.

Утукская свита (AR_{14u}), ранее выделявшаяся как верхняя подсвита худурканской свиты, состоит из меланократовых основных кристаллических сланцев: авгитовых, роговообманково-двупироксеновых, роговообманково-гипертеновых, магнетит-двупироксеновых. В значительном количестве присутствуют амфиболиты. Состав свиты по простиранию почти не изменяется. Во всех разнородностях сланцев магнетит присутствует как породобразующий минерал. В отдельных штурфах содержание его достигает 10—20 %. Мощность свиты 2500 м.

Альванарская свита (AR_{14a}) завершает разрез архея Идумского блока; по составу сходна с ивакской свитой, но отличается характером переслаивания разнородностей пород. Преобладают роговообманково-гипертеновые кристаллические сланцы, тонко переслаиваясь с роговообманково-двупироксеновыми, биотит-гипертеновыми, магнетит-роговообманково-двупироксеновыми сланцами и гнейсами, мраморами и кальцифирами. Последние образуют линзы и пласты мощностью 10—150 м, реже тонко переслаиваются со сланцами и гнейсами. Количество и мощность пластов мраморов меняется по простираанию. Мощность свиты 1000—1200 м.

Нижняя толща дамбукинской серии (AR_{14m}) соответствует дубакитской свите, по Б. Л. Годзевичу; представлена меланократовыми роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, иногда пироксеносодержащими кристаллическими сланцами с прослоями роговообманковых и биотит-роговообманковых плагиогнейсов, амфиболитов и актинолитовых сланцев. Характерна грубая часто прерывистая пористость и пятнистая текстура кристаллических сланцев. Двупироксеновые и гипертеновые гнейсы и кристаллические сланцы встречаются редко. Мощность толщ 2000 м.

Средняя толща дамбукинской серии (AR_{14m_2}) соответствует камрайской свите, по Б. Л. Годзевичу; представлена роговообманковыми, пироксен-роговообманковыми кристаллическими сланцами и гнейсами, нередко преобладающими над глиноземистыми гнейсами; в высокоглиноземистых гнейсах наряду с силлиманитом и корди-

ритом присутствует дистен. Кварциты ассоциируют с кальцифирами. Мощность толщ 2100—3500 м.

Верхняя толща дамбукинской серии (AR_{14m_3}) соответствует ульдегитской свите, по Б. Л. Годзевичу; согласно залегает на второй толще, слагающей ядро синклинали на правобережье р. Ульдегит в пределах Дамбукинского выступа и крылья Десской антиклинальной на левобережье р. Брянта (по Л. П. Беззорованому и др., 1976) в пределах Брянтинского выступа. Для толщ характерно преобладание в разрезе биотит-роговообманковых кристаллических сланцев, чередующихся с биотитовыми, эпидит-биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, а также амфиболитами. Мощность слоев и пачек от первых единиц до первых сотен метров. Присутствуют линзы кварцитов. Мощность толщ на крыльях Десской антиклинальной более 1300 м.

Нижняя толща токсской серии (AR_{14k_1}) сложена преимущественно основными кристаллическими сланцами и амфиболитами (ранее Л. П. Карсаковым она выделялась как верхняя толща серии). На водоразделе ручьев Антонинского и Николаевского и на правом берегу р. Ток наблюдается грубое чередование мелко- и среднезернистых массивных и полосчатых (иногда тонкополосчатых) амфиболитов, пироксен-роговообманковых, гранат-пироксен-роговообманковых, гранат-двупироксеновых кристаллических сланцев, биотит-роговообманковых и роговообманковых гнейсов; присутствуют линзы (1—1,5 м) кварцитов мономинеральных и магнетитовых. Мощность толщ Ю. С. Ляховским оценивается в 3200 м, Л. П. Карсаковым в 2000 м [65].

Средняя толща токсской серии (AR_{14k_2}), изученная в приустьевой части р. Сивакан, в целом аналогична второй (дауркинской) толще гидатской серии. В ее строении принимают участие двупироксеновые, биотит-гипертеновые кристаллические сланцы, кварциты с прослоями высокоглиноземистых кристаллических сланцев, гнейсов, а также мраморов и кальцифиров. Содержание магнетита в штурфовых пробах магнетитовых кварцитов достигает 20—30 %, а мощность линзы до 300 м. Мощность толщ около 3000 м [65].

Верхняя толща токсской серии (AR_{14k_3}) состоит из чередующихся пачек (мощностью от 20 до 100 м) клиноцит-клинопироксеновых, клинопироксеновых, роговообманковых кристаллических сланцев и амфиболитов. В подчиненном количестве встречаются двупироксеновые, силлиманит-гипертеновые кристаллические сланцы, биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-дистен-биотитовые гнейсы, кварциты (магнетитовые, клинопироксеновые, графитовые, салитовые, мономинеральные), кальцифиры. Мощность толщ 3000 м; ранее она выделялась как нижняя толща серии [65].

Джаннинская серия разделена на три толщ, соответствующие (снизу вверх) курлахской, ульчунской и иктандинской свитам [65].

Нижняя толща джаннинской серии (AR_{14dz_1}) или курлахская свита представлена внизу роговообманковыми и биотит-роговообманковыми (апопироксеновыми) кристаллическими сланцами и гнейсами с прослоями биотит-пироксеновых, иногда графитосодержащих, кристаллических сланцев и гнейсов; сверху преобладают пироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы. В разрезе присутствуют также гранат-пироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы, линзы кварцитов. Мощность толщ 1100—1200 м.

Средняя толща джаннинской серии (AR_{14dz_2}) или ульчунская свита представлена гранатовыми, графит-биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотитовыми гнейсами, гранулитам, реже пироксеновыми, гранат-пироксеновыми, биотит-пироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность 2500—2700 м.

* Описание толщ составлено Е. М. Заблочкиным.

Верхняя толща джанинской серии (AR_2dz_3) или иликанской свита характеризуется преобладанием роговообманковых и биотит-роговообманковых кристаллических сланцев и гнейсов. Двупироксеновые и гиперстеновые гнейсы присутствуют в подчиненном количестве. Мраморы, так же как и в худурканской свите, слагают маломощные линзы и тяготеют к верхам разреза. Мощность свиты 2500—2700 м.

Нерасчлененные нижеархейские образования (AR_1) и джанинская серия нерасчлененная (AR_1dz_2) выделяются в западной части Чогарского блока и на ряде других участков. Они представлены рассланцованными и неоднократно диафторизованными метаморфическими породами. Премущественное распространение имеют биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы, двуслюдяные эпидот-, дистен-, силлиманит-, ставролитсодержащие кристаллические сланцы, реже встречаются мраморы, кальцифилы, амфиболиты, куммингтонит-магнетитовые кварциты. Очень редко в сланцах присутствуют реликтовые зерна гиперстена. Еще реже встречаются двупироксеновые, роговообманковые, двупироксеновые, гранат-двупироксеновые кристаллические сланцы. По данным Ю. С. Ляховкина и др. (1979), в северной части Мамынского блока развита толща (700 м) высокоглиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев, гранатовых гранулитов. В подчиненном количестве находятся кварциты, гиперстенодержущие кристаллические сланцы, плагиогнейсы, амфиболиты. Эти образования слагают небольшие тектонические блоки и ксенолиты среди протерозойских и палеозойских гранитоидов.

Верхний архей

Становой комплекс верхнего архея представлен образованиями иликанской, купуринской, удско-майской и усть-гилейской серий, разбитых в самостоятельные структурно-фациальные зоны. Для комплекса характерно ритмичное чередование толщ амфиболовых, биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов и толщ глиноземистых гнейсов. Кроме макроритмичности наблюдается ритмичность более высокого порядка. Разрезы иликанской и купуринской серий близки: толща основного состава имеют простое, однообразное строение, а состав глиноземистых толщ пестрый, линзы и прослои кварцитов встречаются на разных уровнях, мраморы и кальцифилы весьма редки. Для удско-майской серии характерен более пестрый состав сланцевых толщ и тонкий глиноземистый, насыщенность верхов разреза мраморами и кальцифилами, присутствие парагенетического эпидота. Усть-гилейская серия характеризуется менее контрастным составом толщ. Разрез становой комплекса разделен на шесть уровней (табл. 3). Часть комплекса, претерпевшая интенсивные наложенные деформации и диафторез и относившаяся ранее к чильчинской или штыкжакской (по Б. Л. Годзевичу) свите иликанской серии, рассматривается как нерасчлененные образования.

В иликанской серии достоверно выделяются джигдалинская и талгинская (по М. Н. Афанасьеву) свиты, характер взаимотношений между которыми остается дискуссионным.

Нижняя подсвита джигдалинской свиты иликанской серии (AR_2dz_1) представлена грубопелосчатными роговообманковыми и биотит-роговообманковыми гнейсами и амфиболитами, час-

* Учитывая их глиноземистый состав и структурную позицию, можно предполагать, что они соответствуют второму или четвертому уровням сводного разреза. — Отв. ред.

то гранатсодержащими. Амфиболиты слагают прослои и линзы мощностью от нескольких сантиметров до 120 м. В подчиненном количестве присутствуют биотит-роговообманковые и биотитовые гнейсы. Мощность подсвиты, по Б. Л. Годзевичу, достигает 2500 м.

Таблица 3

Схема расчленения и корреляции становой комплекса

Западно-Становая (иликанская) зона	Купуринская зона	Удско-Майская зона	Усть-Гилейская зона
Талгинская свита	—	—	—
Иликанская серия	Купуринская серия	Удско-Майская серия	Усть-Гилейская серия
Верхняя подсвита	Гамиканская свита	Лавинская свита	—
Средняя подсвита	Тажакская свита	Куманская свита	—
Нижняя подсвита	Некригская свита	Сиваканская свита	Минжакская свита
?	Нерудинская свита	—	Мотовинская свита
—	Мукульдинская свита	—	Арбинская свита

Средняя подсвита джигдалинской свиты иликанской серии (AR_2dz_2), выделявшаяся ранее как чимчанская свита (Е. В. Ялыничев, 1976), представлена биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, часто содержащими гранат, реже дистен. Подчиненное значение имеют роговообманковые гнейсы, амфиболиты, железистые, слюдяные, графитовые, мономинеральные кварциты. Мощность подсвиты 1500—1700 м. К этому же уровню отнесена толща глиноземистых гнейсов, обнажающаяся в верховьях р. Сутам, которая ранее выделялась как чильчинская свита. Толща представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми, в меньшей степени двуслюдяными, гранат-силлиманит-биотитовыми гнейсами, реже биотит-роговообманковыми гнейсами, амфиболитами и кварцитами.

Верхняя подсвита джигдалинской свиты иликанской серии (AR_2dz_3) представлена переслаиванием грубопелосчатых, реже тонкопелосчатых биотит-роговообманковых и роговообманковых гнейсов с линзами амфиболитов и тонкопелосчатых биотитовых гнейсов. К ней относится также толща тонкопелосчатых роговообманково-биотитовых, биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев и амфиболитов, обнажающихся в верховьях р. Сутам (ранее выделялась как кудуликанская свита). Мощность подсвиты 2000 м.

Талгинская свита иликанской серии (AR_2dt) имеет довольно пестрый состав и характеризуется тонким переслаиванием пород. Наиболее изучен разрез в бас. рек Иликан и Джуваскит (Л. П. Безбородовский и др. 1973; Ю. П. Скатынский, 1967), где ра-

нее выделялись чимчанская и унахинская свиты. Разрез представлен биотитовыми, гранат-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами, иногда графитосодержащими; реже отмечаются биотит-роговообманковые гнейсы и сланцы, линзы и прослои листеносодержащих биотитовых гнейсов, гранатовых амфиболитов, кварцитов. Мощность свиты 1000—1600 м.

Мукульминская свита купуринской серии (AR_2mk) развита ограниченно (бас. р. Мукульма Вторая) и сложена мощными (до 300 м) пачками меланократовых биотит-роговообманковых кристаллических сланцев и гнейсов, преобладают кристаллические сланцы. Видимая мощность 1000—1200 м.

Нерундинская свита купуринской серии (AR_2nr) развита в верховьях рек Удыхин и Удикан и представлена чередованием мощных пачек биотит-роговообманковых кристаллических сланцев с маломощными пестрыми по составу пачками глиноземистых и высокоглиноземистых гнейсов: биотитовых (иногда графитосодержащих), гранат-биотитовых, двуслюдяных, гранат-силлиманитовых. На разных уровнях встречаются линзы амфиболитов, гранат-амфибол-магнетитовых кварцитов, кальцифиров. Прослои и линзы глиноземистых гнейсов встречаются по всему разрезу, но более насыщена ими нижняя часть свиты (нижняя подсвита, по В. Ф. Сигову, 1975). Мощность свиты Л. П. Карсаковым оценивается в 5000—5900 м.

Некригская свита купуринской серии (AR_2nk) характеризуется преобладанием в разрезе тонкопосочатых биотит-роговообманковых кристаллических сланцев. В подчиненном количестве присутствуют роговообманково-биотитовые и биотитовые гнейсы. Гранатосодержащие разновидности гнейсов и кристаллических сланцев встречаются крайне редко. Они слагают маломощные (10—20 м) прослои в верхах разреза. Очень редко в составе свиты встречаются линзы амфиболитов, магнетитосодержащих кварцито-сланцев, мраморов. Мощность свиты 2500—2700 м.

Тыжакская свита купуринской серии (AR_2tj) в стратигиической местности на левобережье р. Купури сложена высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами (гранат-силлиманитовыми, биотит-гранат-силлиманитовыми, гранат-силлиманит-дистеновыми), глиноземистыми гнейсами (гранат-биотитовыми, биотитовыми, иногда графитосодержащими), биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами и гнейсами. На разных уровнях встречаются прослои и линзы гранатовых амфиболитов, кварцитов, изредка кальцифиров и корундосодержащих кристаллических сланцев. Глиноземистые и высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы слагают пачки мощностью 40—150 м, образуют маломощные прослои в пачках биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев или тонко переслаиваются с ними. Разрез свиты по простиранию изменяется, но остается более насыщенным глиноземистыми и высокоглиноземистыми породами по сравнению с подстилающими и перекрывающими образованиями. Предполагается широкое развитие ее в районах, где ранее выделялись чимчанская, унахинская или марпачанская (по Л. П. Карсакову) свиты. На междуречье Пакич—Купури—Б. Ингали и на правобережье р. Купури в составе свиты (ранее выделяемой как чимчанская) присутствуют мощные (до 100 м) пласты мраморов и кальцифиров, прослои диопсидовых гнейсов и кристаллических сланцев. Мощность свиты 2000—2200 м.

Гамиканская свита купуринской серии (AR_2gm) представлена меланократовыми грубопосочатыми биотит-роговообманковыми, роговообманковыми кристаллическими сланцами, амфиболитовыми. В подчиненном количестве присутствуют роговообманково-биотитовые гнейсы, железистые кварциты, биотитовые и гранат-биотитовые

гнейсы. Предполагается, что образования гамиканской свиты имеют в пределах Купуринской зоны очень широкое распространение, слагая ядро синклиниория. Ранее они выделялись как урюмская, джигдалинская или джатарминская (по Л. П. Карсакову) свиты. Мощность гамиканской свиты более 2500 м.

Сиваканская свита удско-майской серии (AR_2sv) характеризуется тонким ритмичным чередованием роговообманковых, биотит-роговообманковых, биотитовых гнейсов и амфиболитов. Мощность слоев от 3 до 50 см. Нижняя часть разреза представлена преимущественно биотитовыми гнейсами, средняя амфиболитами, часто гранатосодержащими, верхняя — биотит-роговообманковыми гнейсами. К верхам разреза приурочены прослои и пачки мощностью до 50 м тонкопосочатых биотит-гранатовых гнейсов и гранатосодержащих амфиболитов. Видимая мощность свиты 1000—1100 м.

Куманская свита удско-майской серии (AR_2km) представлена эпидитосодержащими, гранат-биотитовыми, биотитовыми, гранат-биотит-роговообманковыми гнейсами. Биотит-роговообманковые гнейсы и амфиболиты присутствуют в подчиненном количестве, слагая прослои мощностью несколько метров или пачки тонкого переслаивания (до 10 м). В нижней части наблюдаются линзы кварцитов (до 1 м). Биотитовые и двуслюдяные гранат- и эпидитосодержащие гнейсы составляют 85 % объема свиты. Мощность свиты 1700 м.

Лавлинская свита удско-майской серии (AR_2lv) представлена тонким переслаиванием биотит-роговообманковых гнейсов, амфиболитов, реже биотитовых, двуслюдяных, гранат-биотит-роговообманковых гнейсов, гранатовых амфиболитов. На разных уровнях встречаются прослои и линзы мраморов и кальцифиров. Мощность свиты 2100—2400 м.

Арбинская (AR_2ar) и мотовинская (AR_2mt) свиты усть-гилуйской серии развиты на южных склонах хр. Тукурингра. Арбинская свита представлена чередованием гранат-биотитовых, биотит-роговообманковых, гранат-роговообманковых, реже биотитовых гнейсов. В резко подчиненном количестве присутствуют амфиболиты. Пачки грубопосочатых амфиболитовых гнейсов переслаиваются с пачками тонкопосочатых биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. В мотовинской свите преобладают тонкопосочатые биотитовые, эпидит-биотитовые, роговообманково-биотитовые гнейсы. Мощность арбинской и мотовинской свит 4000 м.

Минжакская свита усть-гилуйской серии (AR_2mn) представлена роговообманковыми гнейсами, в подчиненном количестве присутствуют биотит-роговообманковые, гранат-роговообманковые, эпидит-биотит-роговообманковые, двуслюдяные, гранат-биотитовые гнейсы и амфиболиты. Амфиболитовые гнейсы и амфиболиты неяснополосчатые, остальные разновидности пород тонкопосочатые. Мощность свиты 2500 м.

Нерасчлененные образования (AR_2) как часть разреза иликанской (?) серии представлены толщами «ржавых», нередко узловатых сланцев биотит-кварц-полевошпатовых, гранат-кварц-двуслюдяных, эпидит-биотит-полевошпатовых, гранат-силлиманит-биотит-полевошпатовых, иногда турмалиносодержащих, гранат-силлиманит-биотит-полевошпатовых, эпидит-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Эти породы рассматриваются как результат тектонической переработки и диафтореза глиноземистой толщи станового комплекса, стратиграфическое положение которой остается неопределенным. Структуры, образованные ими, представляют собой сланцевые купола (Джелтулинский, Хаимканский). Мощность, по данным Б. Л. Годзевича, 3600 м. К верхнему архею отнесена также толща тонкопосочатых биотитовых, гранат-биотитовых, роговообманковых, биотит-роговообманковых, двуслюдяных

гнейсов и кварцитов, обнажающаяся на водоразделе рек Гарь Вторая и Гарь Третья в небольшом тектоническом блоке. В. Ф. Зубков сопоставляет ее с усть-гилейской серией хр. Тукурингра (арбинской и мотовинской свитами). Мощность толщи 2800 м.

ПРОТЕРОЗОИ

Нижний протерозой

Нерасчлененные отложения (PR₁) представлены осадочно-вулканогенными образованиями, выполняющими узкие шовные щиты, приуроченные к крупнейшим разломам Алдано-Станового щита, главным образом в пределах и по границам Становой системы. Различными исследователями они выделялись как турунгинский комплекс, джелтулакская серия, авгенкурская толща, сугдженский комплекс (серия). Отложения прогибов зонально метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и включают разнообразные сланцы, микрогнейсы, кварциты, метапесчаники, конгломераты. Ширина выходов пород в пределах тектонических блоков достигает 1 км, протяженность — 10—15 км. В Августинском грабене наблюдается тонкое переслаивание биотит-амфиболовых, гранат-амфиболовых, биотитовых, гранат-биотитовых, кварц-слюдящих сланцев, микрогнейсов, кварцитов и мраморов. Верхняя часть разреза характеризуется преобладанием мраморов, разнообразных кварцитов (мономинеральных, слюдящих, магнетитовых, кумингтонитовых) и клиноцитовых, слюдящих графитосодержащих сланцев [19]. Мощность толщи до 1000—1500 м. Возраст биотитовых сланцев, определенный калий-аргоновым методом по биотиту, составляет 1676 млн. лет (М. З. Глуховский и др., 1974). Отложения, условно отнесенные к раннему протерозою, развиты в верховьях рек Колорок и Б. Ингаги. Здесь наблюдаются конгломераты, гравелиты, разнообразные песчаники, углистые сланцы и алевролиты. Галька и валуны конгломератов хорошо окатаны; представлены гранитами, амфиболитами, гнейсами, сланцами, диабазы. Степень метаморфизма пород сравнительно низкая и достигает в краевых частях грабенов зеленосланцевой фации. Мощность толщи около 300 м. Ранее ее возраст принимался условно юрским (Л. П. Карсаков, 1980). На левобережье р. Гилей наблюдается переслаивание кварцитов и слюдящих гранат- и старолитсодержащих сланцев. На всех уровнях разреза присутствуют линзы конгломератов мощностью до 5 м. Мощность метаморфических образований до 1000 м. Аналогичный состав имеет толща Сугдженского грабена. В тектоническом блоке вблизи пос. Золотая Гора рассматриваемые отложения представлены кварцито-сланцами, биотитовыми, роговообманково-биотитовыми и эпидот-амфиболовыми сланцами, расщепленными конгломератами.

К нижнему протерозою на Бурейском массиве относится амурская серия, включающая образования туловчининской и дичунской свит. Степень метаморфизма пород серии изменяется от амфиболитовой до зеленосланцевой.

Туловчининская свита амурской серии (PR_{1t1}) представлена биотитовыми, двуслюдяными и биотит-графитовыми гнейсами с маломощными прослоями амфиболитов. В бас. рек Ниман и Акишма в разрезе присутствуют прослой гранат-, силлимант- и андалузитосодержащих сланцев, кварцитов и мраморов, наблюдаются хлорит- и графитосодержащие разновидности сланцев и гнейсов, а также биотит-роговообманковые гнейсы. Мощность свиты 1000 м.

Дичунская свита амурской серии (PR_{1d1}) сложена амфиболитами, мраморами, кварцитами, биотитовыми и двуслюдяными

сланцами, роговообманковыми и биотитовыми гнейсами, иногда пироксен-амфиболовыми сланцами. Мощность 500 м.

Верхний протерозой

Рифей

В северной части территории ограниченное развитие имеют нижнерифейские платформенные отложения учурской серии.

Гонимская свита (PR_{2'gn}) в бас. рек Идум и Дёс представлена красноватыми песчаниками и гравелитами с редкими маломощными прослоями доломитизированных известняков. В нижней части залегает пачка (10—15 м) известковистых гравелитов, выше — пачка (30 м) разнозернистых песчаников, часто косослоистых, известковистых, буроватых. Завершается разрез пачкой (около 110 м) светлых, розоватых песчаников, известковистых, с ходами илоедов. Мощность свиты 150 м. Рифейский возраст устанавливается на основании определения строматолитов и спор из аналогичных отложений сопредельной территории.

Омахинская свита (PR_{2'om}) залегает согласно, с постепенным переходом на отложениях гонимской свиты и представлена известковистыми доломитами и доломитизированными известняками с подчиненными прослоями известковистых песчаников и аргиллитов. Мощность пластов доломитов и известняков от 0,7 до 2,2 м; в них наблюдаются пропластки со строматолитами. Реже отмечаются оолитовые известняки. Мощность свиты 200 м.

Гораздо шире развиты отложения рифея в фундаменте фанерозойских геосинклинально-складчатых структур южной части района. Они представлены карбонатно-терригенными, в меньшей степени вулканогенными и кремнистыми образованиями, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Выделение геосинклинального рифея, расчленение и корреляция этих отложений (табл. 4) основаны на изменении состава и степени метаморфизма и принимаются достаточно условно, поскольку в разрезе не отмечается структурных несогласий и отсутствуют палеонтологические остатки.

Афанасьевская свита (PR_{2'af}) сложает ядра купольных структур Верхнеселенджинской зоны в бас. среднего течения р. Харга и на левобережье Селемджи выше устья р. Харга. В ядре Афанасьевского купола развиты слюдясто-альбит-кварцевые сланцы с характерной бугорчатой поверхностью плоскостей сланцеватости, обусловленной порфирабластической «очковой» структурой пород. В верхней части разреза в пределах Эльгоканского и Неэргенского куполов наблюдаются переслаивание сланцеватых метапесчаников и графитистых металевролитов. В кровле свиты залегает горизонт зеленокаменных пород (эльгинская толща, по Л. В. Эйришу). Мощность горизонта от 25—50 до 150—200 м. Мощность свиты до 2000 м.

Талыминская свита (PR_{2'tl}) залегает согласно на отложениях афанасьевской свиты; сложена метапесчаниками и филлитизированными глинистыми сланцами. Нижняя часть разреза (500 м) представлена сланцеватыми, ослодеиными тонко- и мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с филлитизированными глинистыми сланцами, верхняя (до 300 м) — тонким контрастным переслаиванием тонкозернистых метапесчаников с филлитизированными глинистыми сланцами и металевролитами. Мощность слоев 0,5—2 см. Мощность свиты 800 м.

Златоустовская свита (PR_{2'-3zl}) наращивает разрез Верхнеселенджинской зоны, залегая согласно на талыминской свите. По данным Л. В. Эйриша и др. (1965), свита сложена в основном филли-

Схема расчленения и корреляции геосинклинального рифа

Выступ фундамента скалчатых систем		Фундамент Буенского массива	
Софийский		Центральная часть	
Верхнесемляжский	—	Верхняя подсерия	—
Златоустовская свита	Златоустовская свита	Средняя подсерия	—
Афанасьевская свита	Афанасьевская свита	Нижняя подсерия	Сюженская свита
Тамышская свита	Тамышская свита	Турашская серия	
Самарская свита	Самарская свита		
Салаирская свита	Салаирская свита	Непачуленские отложения	
—	—		
—	—	Дарпачская толща, непачуленские отложения	—
—	—	Неклинская толща, зффуэнов	—
—	—	Непачуленские отложения	—
—	—	Средняя подсерия	—
—	—	Нижняя подсерия	Сюженская свита
—	—	Верхняя подсерия	—

тизированными алевропелитовыми породами, сланцеватыми метаспелитовыми и микрокварцитами. Нижняя часть (400—500 м) представлена тонкопелитовыми (с мощностью слоев 1—2 мм) сланцами, верхняя (до 500 м) — филитизированными алевролитами и глинистыми сланцами, часто известковыми, содержащими прослой и пачки сланцеватых метаспелитов, редко микрокварцитов, а также линзы мраморизованных известняков мощностью 0,5—2,5 м. Мощность свиты 1000 м.

Мынская свита (PR_2^{2m}) состоит из антрацитовых структур байкалит Норского выступа (левобережье р. Нора, верховья р. Н. Мын) и представлена филлитами, расщепленными песчаниками, зелеными сланцами, кварцитами. Для свиты характерно тонкое переслаивание пород и существенно филлитовый состав. По данным Ю. С. Ляховкина и др. (1979), на левобережье р. Нора в разрезе мощностью 1600 м преобладают филлиты и кварциты (в том числе марганцевоносные), слагающие пачки переслаивания. В верховьях р. Н. Мын, по данным Ю. С. Щербини (1974), в разрезе преобладают филитизированные глинистые сланцы, присутствуют линзы мраморов и зеленых сланцев, кварцитов и известняков. Мощность свиты до 2000 м.

Сагурская свита ($PR_2^{2-3} sg$) согласно налегает на образования мынской свиты; сложена филитизированными глинистыми сланцами, расщепленными серицитизированными песчаниками, зелеными сланцами. Отмечаются прослой и линзы кварцитов, мраморизованных известняков, расщепленных конгломератов. В западной части Норского выступа разрез, по Ю. С. Ляховкину и др. (1979), имеет трехчленное строение: нижняя часть (800—850 м) представлена метаспелитами, альбит-хлоритовыми и серицит-кварцевыми сланцами, кварцитами (в том числе железистыми), филлитами, средняя (600 м) — филлитами и филлитовидными, кварц-сланцевыми сланцами, метаспелитами с прослоями кварцитов, линзами мраморизованных известняков и зеленых сланцев, верхняя (около 1000 м) — слюдястыми часто карбонатсодержащими сланцами с прослоями метаспелитов, мраморизованных известняков, филлитовидных пиритовых сланцев, зеленых сланцев, редко кварцитов. Мощность свиты до 2400—2500 м.

Салаирская толща (PR_2^{2sl}) слагает ядро Софийской купольной структуры в верховьях рек Ниман и Пр. Бурея. В строении толщи принимают участие узловатые «очковые» кварц-сланцево-альбитовые, графит-кварц-сланцево-альбитовые, в подчиненном количестве альбит-актинолитовые сланцы и мраморы. Характерно уменьшение количества и размера «очков» альбита в сланцах вверх по разрезу. Альбит-актинолитовые сланцы приурочены к верхам толщи, слагают единичные пласты мощностью до 100—200 м. Мраморы образуют пропластки мощностью до 0,5 м. Мощность толщи 1500—1700 м.

Ипатинская свита (PR_2^{2ip}) согласно залегает на салаирской толще; представлена чередованием альбит-кварц-сланцевых и зеленых сланцев, слюдястых кварцитов. Нижняя часть (150—170 м) характеризуется повышенной ролью зеленых актинолит-хлорит-альбитовых сланцев и присутствием мощных (до 20—30 м) пластов слюдястых кварцитов. Верх свиты представлены мусковит-альбит-кварцевыми сланцами, содержащими прослой и мощные (до 60 м) пласты зеленых и слюдястых сланцев. Мощность свиты около 500 м.

Самырская свита (PR_2^{2sm}) залегает на ипатинской несогласно (Э. П. Хохлов, 1971), окаймляя Софийский купол. Свита представлена грубопелитовыми графит-сланцево-кварцевыми сланцами с прослоями слюдястых кварцитов, зеленых сланцев и с линзами мраморов; расчленяется на три части. Нижняя часть (400—500 м) включает грубопелитовые графит-сланцево-кварцевые сланцы, содержащие мало-мощные прослой зеленых сланцев, кварцитовидных сланцев и мусковитовых кварцитов. В средней части (200—400 м) преобладают тонко-

полосчатые графит-слюдяно-кварцевые и слюдяно-альбит-кварцевые сланцы, содержащие прослой (до 5 м) амфибол-хлоритовых сланцев и мусковитовых кварцитов. Для верхов свиты (350—750 м) характерно преобладание грубополосчатых графит-слюдяно-кварцевых сланцев, присутствующих прослой амфиболитовых сланцев, мусковитовых кварцитов и линзы (до 1,5 м) мраморов. Мощность свиты 1400—1650 м.

Аныкская свита (PR_2^{2-3al}) выделяется на водоразделе рек Керби и Лев. Бурья и на левобережье последней. Свита представлена слюдяно-кварцевыми сланцами и имеет мощность около 1000 м.

Нёклинская толща (PR_2^{2-3ik}) развита по р. Селемджа выше устья Мамына, в нижнем течении последнего и на водоразделе Селемджи и Мамына. Толща сложена в основном тонкополосчатыми биотит-кварцевыми и кварц-серпичитовыми сланцами, содержащими редкие прослой сланцеватых известковистых метапесчаников. В разрезе по р. Селемджа выделено три пачки (снизу вверх): 1) тонкополосчатых биотит-кварцевых сланцев (450 м); 2) грубополосчатых биотит-кварцевых и кварц-серпичитовых, иногда хлорит-серпичитовых сланцев (600 м); 3) тех же сланцев, содержащих пласты (1—3 м) известковистых метапесчаников (400 м). Мощность толщи достигает 2000 м.

Дагмарская толща (PR_2^{2dg}) согласно налегает на отложения неклинской и представлена рассланцованными метапесчаниками с пластами слюдистых и зеленых сланцев, линзами мраморизованных известняков (В. Ф. Зубков, 1980). Мощность пачек метапесчанников достигает 300—800 м и более. Верхняя часть разреза сложена кварцитовидными песчаниками и зелеными сланцами с пластами (0,4—5 м) мраморов. Мощность толщи не менее 3000 м.

Нерасчлененные образования (ΔPR_2^{2-3}) представлены метаморфизованными (до сланцев) линпаритами, дацитами, их туфами и резко подчиненными им слюдистыми сланцами; слагают небольшие тектонические блоки S3 простирания в междуречье Мамына и Норы и по р. Адамиха. По данным М. П. Красильникова (1964), в составе толщи преобладают рассланцованные кварцевые порфиры и фелзит-порфиры. Мезостазис эффузивов серпичитизирован и хлоритизирован. Породы часто ожелезнены в результате разложения пирита. Подчиненную роль играют метаморфизованные дацитовые порфиры, а также туфы кислого и умеренно кислого состава.

Нижняя подсерия туранской серии ($PR_2^{1-2tr_1}$) распространена в междуречье Альдикана и Бысы — левых притоков Селемджи, представлена толщей хлорит-эпидот-актинолит-альбитовых, серпичит-хлорит-альбит-кварцевых и хлорит-эпидот-альбитовых сланцев с прослоями (до 20 м) и линзами микрокварцитов и серпичит-хлорит-кварцевых микросланцев. Мощность подсерии не менее 2000 м.

Средняя подсерия туранской серии ($PR_2^{2-3tr_2}$) имеет небольшое развитие в верховьях р. Альдикан, представлена толщей кислых эффузивов, аналогичной вышеописанной.

Верхняя подсерия туранской серии ($PR_2^{1-2tr_3}$) в верховьях р. Альдикан, по данным А. Ф. Васильева и др. (1977), представлена метапесчанниками, слюдистыми сланцами и метаморфизованными пелловыми туфами. В районе г. Корся, по данным Ф. С. Фролова (1979), развиты микросланцы и кварциты. В этом же районе на правобережье р. Селемджа (г. Голяк) разрез представлен метапесчанниками, слюдистыми сланцами, гравелитами с конгломератами в основании. Судя по составу галек конгломератов, отложения залегают с разрывом на раннепротерозойских габброидах. Толща прорвана позднепротерозойскими гранитами. Мощность подсерии достигает 1600 м.

Сюэненская свита (PR_2^{1-2sz}) развита в районе нижнего течения р. Акишмы, по левобережью Нимана и представлена графитовыми сланцами, биотитовыми гнейсами, кварц-слюдистыми

ми сланцами, кварцитами, биотитовыми гнейсами, кварц-слюдистыми сланцами с прослоями мраморов и амфиболитов. В приустьевой части р. Акишмы в разрезе возрастает роль мраморов, которые слагают пачку мощностью до 300 м. Местами в разрезе появляются высокоглиноземистые сланцы. Мощность свиты 2500 м.

Нерасчлененные отложения (PR_2^{1-2}) выделены в Гарь-Мамыньском междуречье, в верховьях рек Гарь и Адамиха, где они представлены слюдистыми и хлоритовыми сланцами, мраморизованными известняками, реже кварцитами и регионально-метаморфизованными песчаниками и алевролитами, слагающими небольшие участки среди позднепротерозойских гранитоидов. Породы местами инфицированы гранитами и, как правило, претерпели контактовый метаморфизм (роговики, скарны). Вследствие фрагментарности развития разрез толщ не составлен. Мощность отложения (PR_2^{1-2}), развитые на правобережье р. Нора в бассейнах рек Смолиха, Даениха, руч. Бородинского, представлены метаморфизованными туфами и туфогенно-осадочными породами с линзами мраморов; в ассоциации с мраморами и туфогенными песчаниками, судя по делению, находятся гематитовые руды (В. В. Шиханов, А. Ф. Васильев, 1966). Туфогенный характер толщ, присутствие характерных лепловых туфов позволяет параллелизовать ее с верхней подсерией туранской серии, а наличие мраморов и железных руд — с венд-кембрийскими образованиями. Мощность толщи до 1100 м.

Верхний протерозой Венд

Вендские геосинклинальные отложения распространены в каледонских структурах Амуро-Охотской системы, где они представлены зелеными сланцами, рассланцованными песчаниками, карбонатными породами, эффузивами общей мощностью до 6000 м (теплоключевская, гармаканская и алганская свиты). Отложения платформенного венда (юдомская свита) развиты весьма ограниченно на северо-западе территории. На левобережье р. Ула карбонатно-терригенные и вулканогенные образования венда (нальдинская и немериканская свиты) связаны с формированием перикратонного прогиба.

Теплоключевская свита (PR_2^{1tk}) слагает ядра антиклинальных структур и приразломные блоки, протягиваясь в субширотном направлении от правобережья Зен на западе до верховьев Норы на востоке на расстояние свыше 200 км. В разрезе преобладают кварц-серпичит-хлоритовые, кварц-серпичитовые и эпидот-альбит-хлорит-актинолитовые сланцы, содержащие пласты мраморизованных известняков, микрокварцитов и метапесчаников. Зеленые сланцы слагают около 50 % объема свиты. Пачка пересланения известняков и сланцев, приуроченная к средней части разреза, является маркирующей. Стратиграфический разрез мощностью 1475 м изучен по р. Зей (Ю. А. Мамонтов, 1972). Наибольшая мощность свиты 1700 м.

Гармаканская свита (PR_2^{1gr}), согласно перекрывающая теплоключевскую, характеризуется преобладанием рассланцованных песчано-глинистых пород — кварц-серпичитовых сланцев, филлитов, рассланцованных метапесчаников, отмечаются пласты зеленых сланцев и микрокварцитов. Разрез мощностью 2100 м составлен по р. Агая (Ю. М. Мамонтов, 1972). Наибольшая мощность свиты 2200 м. В основном направлении она уменьшается до 1500 м. Возраст обособляется находками онколитов и катаграфий венда [79].

Алганская свита (PR_2^{1al}) развита ограниченно в западной части района по р. Зей, где она согласно залегает на гармаканской

зистыми песчаниками и алевролитами (Сухин, 1956). Разрез изучался (Серебряков, 1964) по долине руч. Чагоян, где свита расчленяется на три подсвиты. Нижняя представлена известняками, окварцованными, доломитизированными, массивными или неяснослонистыми, средняя — переслаиванием известняков с известково-глинистыми и кремнисто-глинистыми алевролитами и песчаниками, верхняя — разнообразными известняками. Мощность каждой подсвиты 600—650 м, мощность свиты 1900 м.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения представлены разрезами Шевлинского пещерного прогиба и Ир-Нимийского антиклинария. Для Шевлинского прогиба характерны вулканогенно-терригенные толщи, для Ир-Нимийской зоны — кремнисто-терригенные и вулканогенно-кремнистые толщи, включающие пласты железных руд и фосфоритов. Верхняя часть нижнего, весь средний и низы верхнего кембрия в разрезе Шевлинского прогиба отсутствуют. Разрез кембрия Ир-Нимийской зоны включает нижний кембрий без нижней части алданского надъяруса и верхний кембрий [10, 78].

Нижний отдел

Отложения нижнего кембрия Шевлинского прогиба представлены четырьмя согласно залегающими свитами: тохиканской, малотохиканской, усть-типтонской и шевлинской.

Малотохиканская и тохиканская свиты ($E_{1m} + th$) объединены в нижнюю часть разреза. Тохиканская свита развита на правобережье р. Шевли и представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами, базальтовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами, известняками. Характерна красная, различных оттенков окраска пород, обусловленная наличием в обломках и цементе примеси гематита. По р. Тохикан нижняя часть свиты (500—600 м) включает миндалекаменные порфириты, переслаивающиеся с полимиктовыми песчаниками, реже наблюдаются пласты (5—10 м) пелитоморфных известняков и сургучных мелкогалечных конгломератов. Выше залегают пачка (800—900 м) красноцветных конгломератов, включающая пласты полимиктовых песчаников и алевролитов. В верхней части свиты (150—200 м) появляются пласты базальтовых порфиритов, их лавобрекчий и туфов, намечающие переход к малотохиканской свите. В разрезе по ключам Тохиканчик и М. Тохиканчик среди конгломератов присутствуют известняки с остатками водорослей раннего кембрия. Мощность свиты 2100—2200 м. Малотохиканская свита по составу существенно эффузивная. Среди миндалекаменных базальтовых и андезитовых порфиритов, их лавобрекчий и туфов наблюдаются прослои, резе пачки туфогенных песчаников, красноцветных конгломератов, серых и розовых известняков. Мощность свиты 1500—1600 м.

Шевлинская и усть-типтонская свиты ($E_{1sv} + ut$) слагают верхнюю часть разреза нижнего кембрия Шевлинского прогиба. Усть-типтонская свита представлена серыми и пестроокрашенными песчаниками, алевролитами, конгломератами, мергелями и известняками. Разрезы изучены по р. Шевли (В. Ф. Сигов, 1964). Мощность свиты 1500—1600 м. В известняках нижней части разреза определен комплекс археоцита алданского надъяруса. Шевлинская свита обнажается на левобережье р. Шевли и в бас. рек Эльга и М. Суника (В. Ф. Сигов, 1964). Сложена пестроокрашенными известняками с подчиненными прослоями и пачками доломитизированных известняков, мергелей, песчаников и алевролитов. Литологически состав по простиранию выдержан. Органические остатки включают два комплекса ар-

при опрокинутым залегании. В разрезе отмечается преобладание зеленых сланцев над серыми кварц-серпичитовыми. Характерно присутствие кварцитов, имеющих маркирующее значение, а также мраморизованных известняков, диабазов, вишнево-красных кварц-серпичитовых сланцев с гематитом. Присутствуют рассланцованные аргиллиты, алевролиты и песчаники. Мощность свиты достигает 2000 м. По новым данным вендские отложения в бассейне р. Дел расчленены на четыре согласно залегающие толщи (Ю. С. Ляховкин и др., 1979). Первые две толщи и нижняя часть третьей в целом соответствуют теллоключеской свите. Остальная часть разреза сопоставляется с гармаканской свитой. Из маломощных прослоев известняков в верхней части третьей толщи А. Г. Поспеловым определены онколиты и катаграфии венда — юдомия. Существует также мнение о силурийском и левонском возрасте теллоключеской, гармаканской и алгаинской свит [43].

Юдомская свита или серия (PR_2^{jd}) развита в бас. р. Н. Джеллинда, где сохранилась в небольших тектонических блоках; представлена массивными доломитовыми светло-серыми известняками, содержащими конкреции кремней и редкие горизонты конседиментационных карбонатных брекчий. Вскрытая мощность 20 м при пологом залегании. В известняках определены онколиты, в том числе две формы, характерные для юдомской свиты Учуро-Майского района [26].

Нальдинская свита (PR_2^{nd}) распространена в бас. левых притоков р. Уда, в верховьях рек Гига и Н. Марагай; представлена кварцевыми песчаниками, известняками, доломитами, алевролитами и подразделяется на четыре пачки (Б. Л. Годзевич и др., 1970). Мощность до 1200 м. В известняках установлены онколиты, такие же как в юдомской свите венда.

Немериканская свита (PR_2^{nm}) распространена в междуречье Маи Половинной и Джаны. Разрезы свиты изменчивы и характеризуются грубым переслаиванием известняков и диабазов (мощность 100—300 м). В известняках присутствуют маломощные прослои песчаников, диабазов, кремнистых пород. В низах разреза отмечен горизонт кварцевых альбитофинов (70 м). Мощность свиты 1700 м. В известняках А. Г. Поспеловым установлено 13 различных форм онколитов и катаграфий, четыре из которых указывают на венд (юдомский комплекс).

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ — НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Нерасчлененные отложения верхнего протерозоя (венда) — нижнего кембрия ($PR_2 - E_1$) имеют ограниченное развитие по р. Зей и в бас. р. Мамы. Они представлены известняками, в том числе мраморизованными, алевролитами, известково-сланцевыми сланцами, филлитизированными алевролитами и аргиллитами, рассланцованными песчаниками, резе мергелями, доломитами, рассланцованными диабазами. Разрез, по данным В. Ф. Зубкова (1980), наиболее полно представлен в обнажениях по р. Мамы ниже устья р. Гарь. Отложения несогласно перекрыты песчаниками силура. В известняках верховьев р. Косматая Г. В. Беляевым определены археоциты алданского надъяруса: *Tumololynthus tuberculatus* Vol., *Capsulolynthus subcallosus* Zhur., *Ascoscyathus artemintallum* Vol., *Archaeolynthus macrospinatus* Zhur. По р. Зей в районе пос. Чагоян в стромии разреза венда — нижнего кембрия участвуют сухарниковская и чагоянская свиты.

Сухарниковская свита ($PR_2 - E_{1st}$) представлена разнообразными аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и их алевролитами разностями. Мощность свиты 1350 м.

Чагоянская свита ($PR_2 - E_{1g}$) залегают согласно на сухарниковской и представлена мраморизованными известняками, известко-

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Нерасчлененные отложения нижнего отдела (O₁) развиты на левобережье р. Шевли в ее нижнем течении, где они срезаны, без углового несогласия перекрывают верхнекембрийские отложения Шевлинского прогиба. Характерная особенность отложений — существование терригенный состав и зеленоватая окраска, обусловленная наличием глауконита. Разрез в береговых обнажениях р. Шевли изучен Г. В. Беловой. Мощность нижнего ордовика 1500—1700 м. Радиологический возраст глауконита из нижней части разреза 495 и 491 млн. лет. Возраст отложений подтверждается находками в цементе известняков водорослей [10].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения развиты в пределах двух структурно-фацциальных зон (табл. 5). В Удской зоне они представлены вулканогенно-кремнистыми и терригенными образованиями, в Мамынской — терригенными и вулканогенными.

Бугалийская толща (S₁bg) выделяется в междуречье Га-лама и Гербикиана и на правобережье р. Лагап. Эти отложения относятся к раннему ордовика (Ю. А. Мамонтов, 1965), впоследствии из них были собраны многочисленные остатки раннесилурийской фауны [72]. Известняки с фауной раннего ордовика и проблематичными остатками, известняками из венда и кембрия, рассматриваются как аллохтонные. В строении толщ участвуют две пачки: нижняя, сложенная диабазами, их туфами с прослоями и линзами яшм, песчаников и седиментационных брекчий, и верхняя, представленная известняками, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, седиментационными брекчиями и конгломератами с редкими пластами яшм, кремнисто-глинистых сланцев, диабазов, их туфов. Мощность нижней пачки около 1000 м, верхней до 1200 м.

Лагальская толща (S₁lg) сложена вулканогенными породами — диабазами, их туфами с прослоями и линзами песчаников, седиментационных брекчий, яшм и алевролитов. Известняки, по данным С. Г. Кислякова и А. В. Махнинна (1975, 1977), представляют собой олистолиты. Лагальская толща на бугалийской залегае согласно в верховьях р. М. Эльга. Мощность толщ около 1000 м.

Джальская толща (S₁-dz) представлена яшмами, диабазами, их туфами, песчаниками, алевролитами, седиментационными брекчиями и конгломератами с пластами кремнисто-глинистых сланцев, известняков, гематит-магнетитовых руд и фосфоритов. Залегае без видимого углового несогласия на вулканитах лагальской толщ. Гематит-магнетитовые залежи приурочены к нижней существенно терригенной части разреза мощностью 1500 м. Верхняя часть (2000 м), сложенная преимущественно вулканогенными и кремнистыми породами, содержит пласты фосфоритов. Органические остатки, обнаруженные С. Г. Кисляковым в песчанках и алевролитах, указывают, по определению Г. Р. Шишкиной, П. П. Кузьковой, Ю. И. Тессакова и Л. И. Смирновой, на ранне-позднесилурийский возраст отложений.

Нерасчлененные отложения (S) в Удской зоне условно выделены на правобережье р. Шевли в ее среднем течении, где они представлены тектонически переработанными в зоне разлома, метаморфизованными породами: слюдястыми сланцами, микрокварцитами. Толща липаритов, дацитов, их туфов (AS) развита на левобережье Мамына и в бас. среднего течения р. Гарь. Вулканиды залегают на эродированной поверхности позднемеловых гранитов, развиты совместно с терригенными отложениями мамынской свиты си-

хоциат и водорослей, характеризующие вторую половину алданского и низы ленокского надъярусов. Мощность свиты 1300 м.

Нижняя толща (E₁¹) Ир-Нимийской зоны развита на водоразделе Гербикиана и Селиткана и в верхнем течении Га-лама. В строении разреза принимают участие яшмы, диабазы, их туфы, кремнистые глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки, известковистые доломиты, микрокварциты, седиментационные брекчи, пласты фосфоритов и гематит-магнетитовых руд. Пласты железных руд локализованы в средней и верхней частях разреза. Известняки слагают органические постройки типа биогермов или ископаемых рифов, возможно их залегают и в виде перетолженных глыб, олистолитов, реже наблюдаются пласты известняков мощностью до 20 м (верховье р. Джалак), приуроченные к контакту кремнистых и вулканогенных пород. Мощность толщ заключена в пределах 850—1400 м. Органические остатки в известняках отнесены к трем комплексам: галямскому позднеалданскому возраста, гербикианскому первой половины ленокского века и дяласскому второй половины ленокского века [10].

Верхняя толща (E₁²) Ир-Нимийской зоны сложена мелкозернистыми зеленато-серыми песчаниками с редкими прослоями яшм, алевролитов, диабазов, их туфов, седиментационных брекчий и гематит-магнетитовых руд. Толща имеет ограниченное распространение (бас. верхнего течения р. Гербикиан, верховья р. Га-лам). Мощность 1100 м. Раннекембрийский возраст определяется согласным залеганием на нижней толще.

Верхний отдел

Нижняя толща (E₂¹) Ир-Нимийской зоны представлена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, яшмами, диабазами, базальтами, их туфами, кремнисто-глинистыми сланцами, седиментационными брекчиями, известняками и доломитами с пластами микрокварцитов, фосфоритов и железных руд. В бассейнах рек Джалак, Га-лам и в верховье р. Лагап в составе толщ преобладают песчаники. Северо-восточнее, в бассейне рек Ир и Ними широко распространены яшмы, вулканогенные и карбонатные породы. Фосфориты, представляющие собой седиментационные брекчи, образуют пластовые и линзовидные залежи с нечеткими границами, нередко распространены в широком интервале разреза толщ (Э. Л. Школьник, 1971). В большинстве случаев они залегают в карбонатных породах или микрокварцитах. Мощность нижней толщ от 650 (бассейн Га-лама) до 1200 м. В фосфоритах и известняках обнаружены беззачемные брахиоподы и трилобиты начала позднего кембрия [10].

Верхняя толща (E₂²) сложена разноцветными яшмами и кремнисто-глинистыми сланцами с редкими пластами и линзами диабазов, их туфов, песчаников, алевролитов, железных и марганцевых руд. Марганцевая порода — наиболее характерная черта отложений. Марганцевые руды, представленные окисными и карбонатными разновидностями, слагают линзовидные, реже пластовые тела длиной не более нескольких сот-метров при мощности 2—5, редко 10—20 м. Верхняя толща согласно залегае на нижней и имеет мощность 1400 м; позднемеловый возраст толщ подтверждается сборами радиолярный и кремнистых губок [10].

Нерасчлененные отложения (E₃) Шевлинского прогиба представлены органическими известняками с редкими прослоями известковистых песчаников и алевролитов. Мощность от 550 до 1150 м. В известняках по всему разрезу многочисленны остатки трилобитов позднего кембрия [10]. Отмечены также известняки с водорослями *Girvanella sibirica* Masl.

среднего—верхнего палеозоя

система			Ското-Алишская система		Буренский массив	
зона		Турская зона	Селедзжно-Керошская зона	Ниланская зона	Маминская зона	Туранская зона
Тыльский синкланорий						
				Ярапская свита		
			Верхняя подсвита Средняя подсвита Нижняя подсвита	Верхняя подсвита		
			Токурская свита	Нижняя подсвита		
			Маломан-тарская свита	Крестовая свита Берендин-ская свита		
Нерасчлененные отложения	Линдгольм-ская свита				Нерасчлененные отложения	
Нерасчлененные отложения	Санта мыса Внутреннего		Акридин-ская свита	Сивакская свита	Нерасчлененные отложения	Ниланская свита
Нерасчлененные отложения					Нерасчлененные отложения	Пачанская свита
					Маминская свита	
					Толща липаритов, дацитов, их туфов	

Схема расчленения и корреляции

Возраст	Амуро-Охотская				
	Гагско-Саганская зона	Сомтаханская зона	Джалганская зона		Удская
			Туксинский синклиниорий	Лапский синклиниорий	Галамский синклиниорий
D ₂				Верхняя толща Средняя толща Нижняя толща	Нерасчлененные отложения
P ₁			Бочагорская свита		
C ₃		Нерасчлененные отложения	Нектерская свита Джескогонская свита	Долоеская и лапская свиты Артекская, торбоская толщи и алуканская свита Аномонская и усть-артекская толщи	
C ₂					
C ₁	Тигаринская свита				Нерасчлененные отложения
D ₃	Ольдояская свита				Нерасчлененные отложения
D ₂	Имачинская свита			Джедаглинская толща	Тайканская толща
D ₁	Большеневская свита	Нерасчлененные отложения			Ониетовская толща Ир-галамская толща Галамский толща
S ₂					Джялакская толща
S ₁					Лаганская толща Бугалийская толща

луга; последние перекрывают их с размывом (левобережье Мамына). Мощность толщ около 500 м.

Мамынская свита нерасчлененная (*Sm_m*) развита по р. Зея в районе Чагояна и в среднем течении р. Гарь. На остальной территории свита разделена на две части: нижнюю, представляющую собой нижнюю подсвиту мамынской свиты, и верхнюю, которая выделяется в различных районах как верхняя или средняя и верхняя подсвиты. Отложения по р. Зея разделяются на шесть согласно залегающих толщ (Л. Н. Серебряков, 1964), обнаруживающих хорошо выраженную последовательность осадконакопления от грубообломочного материала в низах разреза до тонкообломочного алевролитового в верхах. В бассейне р. Гарь разрез подразделен на две части. Нижняя часть (400—500 м) представлена гравелитами, кварцитовидными песчаниками, верхняя (850 м) — полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, пестроцветными алевролитами, гравелитами, и кварцитовидными песчаниками, содержит фауну венлоксского яруса.

Нижняя подсвита мамынской свиты (*Sm_{m1}*) выделяется в бас. Мамына и на правобережье Норы; представлена гравелитами с невыдержанными по простиранию пачками песчаников и конгломератов. Мощность 1700 м.

Средняя и верхняя подсвиты мамынской свиты (*Sm_{m2-3}*) характеризуются преобладанием разнообразных песчаников и алевролитов. По р. Нора средняя подсвита (2800 м) представлена гравелитами, пестроцветными песчаниками, диабазовыми порфирами, их туфами, верхняя подсвита (1250 м) — пачками гравелитов и мелкозернистых песчаников (А. А. Майборода, 1969). В породах мамынской подсвиты содержится комплекс органических остатков силура.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения девона широко развиты в рассматриваемом регионе. Они представлены геосинклинальными терригенными и кремнисто-вулканогенно-терригенными образованиями различных структурно-фациальных зон и относятся ко всем трем отделам системы (см. табл. 5).

Нижний отдел

Гербикианская толща (*D_{1gr}*) сложена аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, содержащими на отдельных участках в нижней и средней частях разреза пласты и линзы яшм, диабазов, кремнисто-глинистых сланцев, гравелитов, конгломератов, седиментационных брекчий, гематитовых руд и известняков. Состав толщ по простиранию не выдержан. Наиболее крупные пласты и линзы яшм и кремнисто-глинистых сланцев и связанных с ними железных руд выявлены на водоразделе Галама и Гербикиана. Мощность толщ в СВ направлении сокращается от 3800 до 2000 м. В песчаниках и алевролитах присутствуют флористические остатки, принадлежащие, по заключению Н. М. Петросян, к формам раннего девона.

Ир-галамская толща (*D_{1ig}*) подразделяется на две пачки. Нижняя (1600—2000 м) сложена песчаниками, алевролитами, яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами, диабазами, базальтами, их туфами с прослоями железных руд и известняков. Граница с гербикианской толщей четкая, согласная и проводится по подошве мощной пачки яшм и кремнисто-глинистых сланцев, местами отмечены постепенный переход вверх по разрезу. Верхняя пачка (от 700 до 1800 м) отличается присутствием более мощных и протяженных пластов железных руд, реже фосфоритов, соотношением терригенных и вулканогенно-кремнистых пород. Для разреза толщ характерно возрастание в СВ направ-

лении роли вулканогенных и кремнистых пород, в этом же направлении возрастает ее мощность — от 2300 до 2800 м. Растительные остатки из песчаников нижней пачки, по определению Н. М. Петросян, принадлежат формам раннего и среднего девона.

Онетокская толща (*D_{1on}*) сложена серыми мелкозернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, содержащими редкие прослои алевролитов, яшм и дресвяников. Мощность колеблется от 1400 до 2460 м. Из растительных остатков Н. М. Петросян определены раннедевонские формы.

Большеневерская свита (*D_{1bn}*) развита на правобережье р. Уркан и в бассейне рек Гага и Кайла (правобережье Депа). В разрезе свиты в Урканском районе, по данным И. П. Вольской и др. (1978), преобладают мелкозернистые алевролиты и песчаники аркозовые, полимиктовые, известковистые. Мощность разреза более 2200 м. Из его верхней части Т. В. Романчук и Г. Р. Шишкиной определены мшанки, криноиды и брахиоподы раннего девона. На правобережье Депа свита представлена верхней частью (400 м). Снизу вверх по разрезу наблюдается смена кварцитов, содержащих прослои конгломератов и кварцитовидных песчаников, пачкой разнообразных песчаников, а затем известняками с прослоями глинистых сланцев, алевролитов, гравелитов, конгломератов, кварцитов и ракушечников. Из отложений свиты здесь определены трилобиты раннего девона.

Пачанская свита (*D_{1pč}*) представлена конгломератами, кварцитами, кварцевыми песчаниками, мраморизованными известняками, переслаивающимися с известковистыми алевролитами и аргиллитами, хнастолит-углистыми сланцами, дацитовыми порфирами и туфогенными глинистыми сланцами. На правобережье Нимана разрез толщ (420 м) характеризуется преобладанием кварцитов, содержащих прослои аргиллитов, песчаников, сланцев. В основании разреза залегает пачка конгломератов (20 м), в верхней части появляются прослои дацитовых порфиров. На левобережье р. Ниман на дацитовых порфирах залегает пачка известковистых аргиллитов, алевролитов, мраморизованных известняков мощностью 60—155 м. Затем разрез наращивается последовательно пачками черных аргиллитов, сланцев, мелкозернистых песчаников общей мощностью более 120 м. Верхняя часть разреза представлена на правобережье р. Акишма мраморизованными известняками с прослоями известковистых алевролитов и аргиллитов (мощность от 25 до 105 м). Общая мощность свиты 500—800 м. Известковистые аргиллиты, алевролиты и известняки содержат фауну раннего девона (определения Г. Р. Шишкиной).

Нерасчлененные отложения (*D₁*), по данным С. Г. Кыслякова и др. (1975), слоятся небольшой тектонический блок на ЮВ Шавлинской зоны в верховьях р. М. Эльга. Здесь развита толща (1600 м) песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов (в нижней части), алевролитов, очень редко — кремнисто-глинистых сланцев и яшм. Судя по свалам, присутствуют известняки. В известняках содержится фауна раннедевонских брахиопод (определения Г. Р. Шишкиной), а также трилобитов, криноидей, мшанок. Растительные остатки, по определению М. Н. Петросян, указывают на раннедевонский возраст отложений.

Нижний — средний отделы

Нерасчлененные отложения (*D₁₋₂*) Соктаханской зоны представлены мощной терригенно-вулканогенной толщей, которая прослеживается вдоль Южно-Турунгринского разлома, слагающая тектонические линзы разных размеров (Ю. С. Ляховкин и др., 1979). Нижняя часть разреза (1000 м) сложена мощными пластами зеленокаменных

пород, чередующимися с прослоями микрокварцитов, филлитизированных глинистых сланцев и песчаников. Верхняя часть (700 м) представлена песчаниками, филлитизированными алевролитами с единичными прослоями зеленокаменных пород и кварцитов. В восточной части зоны на правом берегу р. Дугда в строении толщ участвуют единичные линзы известняков и известковистых сланцев, среди которых установлены остатки криноидей и кораллов ранне-среднедевонского возраста, по заключению Г. Р. Шишкиной. На левобережье р. Нора низы толщ сложены основными метавулканиками, выше залегают вулканогенно-глинисто-песчаные отложения. В верховьях Анегдана наряду с песчаниками, алевролитами и зелеными сланцами широко развиты зеленокаменные породы, слагающие мощные пластовые тела, расщепляющиеся по простиранию на серию мелких линз. Среди этих пород присутствуют как интрузивные, так и вулканогенные образования, включая туфы. Нерасчлененные отложения раннего—среднего девона Мамынской зоны на левобережье Амура представлены слюдястыми и зелеными сланцами, филлитами, песчаниками, известняками общей мощностью 1100 м. Возраст толщ принимается на основании ее сходства с фаунистически охарактеризованными отложениями Норско-Сухотинского прогиба к югу от рассматриваемого района.

Тайканская толща (D_1-2/k) согласно перекрывает оннетокскую; нижняя граница толщ проводится по смене песчаников яшма-ников. Разрез характеризует чередованием мощных пачек яшм и песчаников. Яшмы содержат прослой песчаников, диабазов, железных руд. Пачки мелко-среднезернистых песчаников включают редкие прослои алевролитов, дресвянников и седиментационных брекчий, гравелитов (Г. В. Роганов, 1977). Мощность толщ около 2500 м. Из отложений пачек песчаников Н. М. Петросян определены растительные остатки, указывающие на верхи нижнего и низы среднего девона.

Ниранская свита (D_1-2/lr) согласно залегает на пачанской; представлена темно-серыми и черными аргиллитами, серицит-глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами, туфогенными аргиллитами, хнастолит-углистыми сланцами (С. М. Брагинский, 1964). Мощность свиты 1400—1450 м. Возраст установлен Г. Р. Шишкиной по комплексу фауны.

Сивакская свита (D_1-2sv) сложена рассланцованными песчаниками, которыми резко подчленены амфиболовые и кремнистые сланцы, алевролиты и известняки. В основании свиты почти повсеместно отмечается горизонт зеленых сланцев (70—250 м). Выше залегают среднезернистые полимиктовые песчаники (250 м), затем кварциты (180—200 м), на них — пачка рассланцованных полимиктовых песчаников (190—250 м). Общая мощность свиты 680—950 м. Органические остатки раннего—среднего девона из отложений свиты известны за пределами региона.

Средний отдел

Нерасчлененные отложения (D_2) Тальского синклинария характеризуются преобладанием кремнисто-глинистых сланцев, переслаивающихся с седиментационными кремнекlastическими брекчиями. Сланцы содержат обломки кремнистых пород (до 1—2 см в поперечнике), зерна кварца и полевых шпатов. Местами (р. Галам) эти («мунсорные») сланцы переходят в мелкозернистые песчаники, переполненные гравийными включениями яшм и известняков. Отмечаются включения глыб известняков, в том числе в подводно-оползневых алевролитовых брекчиях, иногда преобладающих в разрезе толщ. Распространены также яшмы, переходящие в кремнекlastические брекчии и гравелиты. Мощность толщ достигает 1450 м. Остатки криноидей из

песчаников и алевролитов, по определению Г. Р. Шишкиной, указывают на эйфельский возраст отложений [72]. Отложения среднего девона Мамынской зоны Буренского массива сопоставляются с имачинской свитой (см. ниже).

Свита мыса Внутреннего (D_2in) имеет ограниченное развитие в верховьях р. Лев. Куньмуль и на левобережье р. Муникан. Нижняя часть свиты сложена мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками и туфопесчаниками с прослоями алевролитов и диабазов. В верхней части наряду с указанными породами присутствуют линзы яшм, а также известняков. Мощность свиты 2500—2700 м.

Акриндинская свита (D_2ak) развита в бассейне верхнего течения р. Селемджа, представлена песчаниками, алевролитами, зеленокаменными и кремнистыми породами, диабазом, известняками, глинистыми сланцами. В разрезе свиты выделяются от трех до пяти пачек [72]. Возраст определяется по комплексу фауны, прежде всего по брахиоподам и криноидеям. Мощность свиты до 7000 м.

Имачинская свита (D_2im) развита по правобережью Уркана и в бассейне р. Дел (среднее течение р. Кайла, истоки р. Гага), где она согласно залегает на большеверской свите (М. В. Павленко, 1966; В. В. Шиханов, 1976). В Урканском районе преобладают разнозернистые и мелкозернистые песчаники, подчиненную роль играют алевролиты и песчано-глинистые сланцы, а также известняки. В опорном разрезе по р. Кайла преобладают известняки. Мощность свиты достигает 800 м. Известняки, алевролиты, песчаники содержат обильную фауну, указывающую на эйфельский возраст отложений.

Джегдаглинская толща (D_2d2) распространена в междуречьях Шевли и Лана [82]. В ее составе преобладают песчаники полимиктовые и граувактовые, чередующиеся с малоомощными пластами алевролитов, седиментационных брекчий и линзами зеленокаменных и кремнистых пород. Для средней части характерны пласты кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев. Мощность толщ 1500 м. В мелкозернистых песчаниках нижней части толщ обнаружены остатки живетских брахиопод и криноидей (заключение Г. Р. Шишкиной).

Средний — верхний отделы

Нерасчлененные отложения (D_2-3) Тальского синклинария представлены толщей песчаников, яшм, алевролитов, глинистых сланцев, дресвянников и седиментационных брекчий с пластами диабазов, их туфов и железных (гематитовых) руд (Г. В. Роганов, 1977). Состав толщ изменив по простиранию, мощность до 1400 м. Из алевировальной глыбы известняка в верховьях Джаялака, в районе развития толщ определены табулаты среднего девона (заключение В. Н. Дубатолова). Возраст толщ принимается средне-позднедевонским, поскольку она согласно перекрывает отложения живета и перекрывает песчаниками с растительными остатками позднего девона. Средний — верхний девон Шевлинской зоны (междуречье Гербикина и Шевли, р. Милькан) слагает небольшие тектонические клинья и представлен толщей песчаников и алевролитов мощностью от 110 до 650 м (сорокококая толща). В песчаниках найдены средне-позднедевонские кораллы, в песчаниках и известняках, положение которых в толще не определено, — позднедевонские брахиоподы [72]. Отложения среднего — верхнего девона Мамынской зоны сопоставляются с ольдойской свитой (см. ниже). В верховьях р. Б. Джелтулак, по В. Ф. Зубкову, они представлены песчаниками с фауной среднего — верхнего девона, алевролитами, глинистыми сланцами и мраморизованными известняками. По р. Адамиха, в восточной части Гарь-Мамынского междуречья, по данным М. П. Красильникова, в разрезе толщ преобладают алевролиты.

ты и аргиллиты, наблюдаются пласты гравелитов и пачки переслаивания песчаников и пепловых туфов кислого состава. Мощность отложений 1100 м.

Ольдойская свита (D_2-3ol) согласно залегает на имачинской; в ее составе преобладают песчаники, подчиненную роль играют алевролиты, известняки и известковистые песчаники, в восточной части появляются туфогенные породы и малоомощные линзы плагиофиров (В. В. Шиханов, 1976; М. Т. Турбин, 1977). Мощность свиты до 1700 м. В породах содержится фауна живецкого и низов франско-го яруса.

Верхний отдел

Нерасчлененные отложения (D_3) Тальского синклинория согласно залегают на средне-верхнедевонских отложениях. В их составе преобладают песчаники мелко- и среднезернистые аркозовые и кремнекlastические, подчиненную роль играют алевролиты, яшмы, диабазы, известняки. По р. Галам в средней части разреза появляются пласты железных руд. Мощность толщи 1100—1500 м. В известняках, образующих неправильной формы обособления среди вулканитов или глыбы в аллювии, определены кораллы и криноиды среднего девона (определения В. Н. Дубатолова, В. Г. Хромых, Г. Р. Шинкина). В терригенных породах найдены многочисленные отпечатки растений, представленных формами, характерными для позднего девона (заклечение Е. Ф. Залесской и Н. М. Петросян).

Линдгольмская свита (D_3ln) по рекам Муинкан и Сородо сложена массивными средне- и крупнозернистыми песчаниками, переслаивающимися с их мелкозернистыми разновидностями. Среди песчаников многочисленны прослои и линзы (до 3 м) алевролитов, седиментационных брекчий, яшм и диабазов. Яшмы и диабазы составляют не более 5—10 % объема свиты. Терригенные породы содержат примесь порфирокластического материала. Характерно также окремнение пород. Мощность свиты достигает 1500 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы принадлежат всем трем отделам (см. табл. 5). Для них характерен существенно терригенный состав отложений с подчиненной ролью кремнистых, вулканогенных и карбонатных пород.

Нижний отдел

Нижнекаменноугольные отложения Тальского синклинория сложены ядром синклинальной структуры, наращивая разрез девона, подразделяются на две толщи.

Нижняя толща (C_1^1) представлена мелкозернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов, дресвинок, гравелитов, яшм и пачками тонкопереслаивающихся песчаников и алевролитов. Мощность толщи 1100—1500 м. Из нижней толщи Н. М. Петросян определены отпечатки растений, указывающих на принадлежность ее к нижнему карбону [72].

Верхняя толща (C_1^2) сложена мелкозернистыми аркозовыми песчаниками и алевролитами, содержащими в основании разреза выдержанный по простиранию пласт яшм с редкими линзами диабазов и прослоями кремнисто-глинистых пород и гематит-магнетитовых руд. Роль яшм и кремнисто-глинистых пород вверх по разрезу возрастает. Мощность толщи 1500 м.

Нерасчлененные отложения (C_1) выделены в небольшом тектоническом блоке в среднем течении р. Гербикан, где представлены песчаниками и алевролитами.

Малодантарская свита (C_1ms) складывается в бассейне тектонического блока в бас. верхнего течения р. Селиткан на левобережье р. Коврижка. Свита сложена алевролитами и песчаниками с прослоями и линзами кремнистых пород, диабазов, известняков, конгломератов, гравелитов (Д. С. Зайцев и др., 1971). В нижней и верхней частях свиты преобладают алевролиты, в средней — мелкозернистые песчаники. Мощность свиты около 1500 м. Органические остатки известны восточнее за пределами рассматриваемой территории.

Берендинская свита (C_1br) Ниланской зоны в верховье р. Лев. Бурей сложена главным образом зелеными сланцами — актинолит-хлорит-эпидотовыми с реликтами структур основных эффузивов. В верхах свиты появляются пласты (до 5 м) мелкозернистых рассланцованных песчаников и алевролитов, кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев. Мощность свиты 450—650 м. Возраст обоснован за пределами рассматриваемого района.

Крестовая свита (C_1kr) согласно залегает на берендинской. Нижняя часть разреза (700—750 м) сложена черными кремнисто-серицитовыми и кремнисто-глинистыми сланцами, содержащими единичные малоомощные прослои кремнистых и зеленых сланцев, алевролитов и песчаников. Верхняя часть (850 м) отличается разнообразием состава: наблюдается чередование пластов (10—15 м) серых кремнистых сланцев, красновато-коричневых яшм, рассланцованных зеленокаменных пород, черных кремнисто-глинистых сланцев, белых кварцитов, темно-серых филлитов. Среди кремнистых сланцев и рассланцованных диабазов отмечаются малоомощные пласты мраморизованных известняков. Мощность свиты 1550—1600 м. Возраст палеонтологически обоснован за пределами рассматриваемого района.

Типаринская свита (C_1tp) развита от р. Уркан на западе до Дугды и Норы на востоке; залегает с перерывом на средне-верхнедевонской ольдойской свите и представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, известняками, туфами, эффузивами кислого состава. Разрез детально изучен на левобережье р. Гага (В. В. Шиханов, 1976). Мощность свиты достигает 2000 м. Возраст на основании определения фауны соответствует позднему турне — раннему визе (Г. Р. Шинкина, И. П. Бутусова).

Средний отдел

Токурская свита (C_2tk) в стратотипической местности в бассейне правых притоков р. Селемджа к северу от Экимчана представлена двумя пачками. Нижняя (300 м) сложена слабофиллитизированными, массивными аргиллитами и алевролитами, иногда туфогенными, присутствуют малоомощные пласты песчаников, переходящих в седиментационные брекчии, а также довольно мощные (до 100 м) пачки ритмично переслаивающихся пород, обычных для этой части разреза. Верхняя (800 м) сложена преимущественно массивными, реже слабофиллитизированными кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями (до 10—13 м) аргиллитов и алевролитов, небольшими пачками флиша, пластами яшм, кремнисто-глинистых сланцев. В западной части зоны мощность свиты возрастает, превышая 2000 м. В породах на стратотипической местности определены (Е. Ф. Чиркова-Залесская) отпечатки флоры.

Нижняя подсвита улунской свиты (C_2ul) развита в бас. верхнего течения р. Ниман, где она сопоставлялась с златоустовской свитой и относилась к синию (Р. М. Тоноян, 1965). В нижней ча-

представлена мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с мелкозернистыми граувакковыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, содержащими линзы кремнистых туфоалевролитов и диабазов; характеризуется частой сменой литологических разновидностей, незначительной мощностью слоев (первые метры, редко больше), фацальной устойчивостью по простиранию. Ланская свита делится на две подсвиты. Нижняя (1500 м) характеризуется чередованием мощных (до 150—300 м) пластов граувакковых мелкозернистых песчаников с маломощными пачками пород различного состава, реже с однородными слоями алевролитов и аргиллитов. Верхняя подсвита (3500 м) представлена мелко- и среднезернистыми граувакковыми и полимиктовыми песчаниками с редкими маломощными пластами алевролитов и пачками флишидного переслаивания мощностью до 15 м. Пласты диабазов, спилитов и ассоциированных с ними кремнистых сланцев прослеживаются по простиранию на 10—15 км при мощности 25—50 м. Седиментационные брекчи слогают маломощные (до 2 м) пласты и линзы. В алевролитах ланской свиты содержится обильный растительный детрит. Суммарная мощность рассматриваемой части разреза 5800 м. Возраст, как и для средней части, определяется согласным налеганием на фаунистически охарактеризованных отложениях (см. выше), принадлежащих к тому же седиментационному циклу.

Экимчанская свита в стратотипической местности на правобережье р. Селемджа в ее верхнем течении согласно залегает на токурской и подразделяется на ряд подсвит или толщ (В. Ф. Зубков, 1969).

Нижняя подсвита экимчанской свиты (C_2-3ek_1) представлена слабофильтрационными аргиллитами и алевролитами, содержащими редкие пласты песчаников мощностью от 2 до 40 м. Характерно наличие пачек флишидного переслаивания аргиллитов и алевролитов мощностью от 8 до 85 м. Отмечается местами известковистость пород. Мощность от 450 м до 1500 м, возрастает с востока на запад.

Средняя подсвита экимчанской свиты (C_2-3ek_2) представлена в основном песчаниками, крупные пласты и горизонты которых чередуются с пачками филитизированных аргиллитов, алевролитов и их флишидного переслаивания. Отмечаются прослои и линзы кремнисто-глинистых и зеленых сланцев, микроварцитов, мраморизованных известняков. Мощность средней подсвиты 900—1700 м.

Верхняя подсвита экимчанской свиты (C_2-3ek_3) включает толщи V и VI, по В. Ф. Зубкову. Нижняя часть разреза (1000 м) представлена глинистыми сланцами, пластами песчаников, пачками тонкого переслаивания песчаников и глинистых сланцев, содержит линзы яшм, седиментационных брекчий и конгломератов. Верхняя часть (до 650 м) представлена песчаниками, алевролитами, седиментационными брекчиями, мелкогалечными конгломератами и гравелитами. Мощность верхней подсвиты достигает 1500—1900 м.

Верхняя подсвита улунской свиты (C_2-3ul_2) развита в бас. верхнего течения р. Ниман, где она ранее выделялась как сагурская свита синийской системы (Р. М. Тоняев, 1965). Залегает согласно на нижней подсвите улунской свиты и представлена графитисто-кремнисто-глинистыми и серицит-кремнисто-глинистыми сланцами с про-слоями и линзами кремнистых сланцев, слюдястых кварцитов, зеленых элидот-хлорит-актинолитовых сланцев и мраморизованных известняков. Для разреза характерно частое чередование пластов разнообразных сланцев и рассланцованных песчаников. В зеленых сланцах наблюдаются реликтовая структура эффузивных пород. Мощность подсвиты 1300 м.

сти разреза развиты зеленые сланцы (120 м), в средней (600 м) — графитистые филлиты с прослоями кварц-серицитовых сланцев, рассланцованных песчаников и кварцитов, в верхней (800 м) — рассланцованные песчаники с пластами и линзами графитистых филлитов, слюдястых и зеленых сланцев. Мощность подсвиты 1400—1600 м. Зеленые сланцы, вероятно, развиваются по диабазам, кварц-серицитовые сланцы — по кремнистым и кремнисто-глинистым сланцам, филлиты — по алевролитам. Возраст отложений определяется по сопоставлению с районами, расположенными южнее, за пределами рассматриваемой территории.

Средний — верхний отделы

Наиболее мощный разрез средне-верхнекаменноугольных образований (более 13 км) описан в Ланском синклинии, где по литолого-структурным признакам выделены согласно залегающие четыре толщи и три свиты [43, 82]. В соответствии с ритмичностью разрез можно разделить на три части. Нижняя включает аноманскую и усть-артекскую толщи, средняя — артекскую, торбосскую толщу и алукавскую свиту, верхняя — деловскую и ланскую свиты (см. табл. 5). Каждый из трех ритмов начинается алевролит-песчаниковой подформацией, которая выше по разрезу сменяется песчаниковой (граувакковой) или песчано-брекчиевой подформациями [43]. Характерно появление в верхних частях ритмов прослоев зеленокаменных пород.

Аноманская и усть-артекская толщи (C_2-3) развиты в бассейне среднего течения р. Лан. Аноманская толща сложена мелкозернистыми, полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов. Мощность в стратотипе по р. Лан вблизи устья руч. Аномана составляет 660 м. Усть-артекская толща представлена брекчиями водно-оползневого происхождения (олистострома), седиментационными брекчиями, конгломератами с пластами песчаников, алевролитов и зеленокаменноугольных диабазов. Мощность отложений 1660 м. Из известковистых песчаников и алевролитов аноманской толщи определены мшанки и брахиоподы (Н. В. Литвинович, Г. Р. Шишкина), отдельные формы которых указывают на средне-позднекаменноугольный возраст отложений.

Артекская, торбосская толщи и алукавская свита (C_2-3) развиты в междуречье Лана и Шейли, на левобережье Лана и в верхнем течении р. Делю. Непосредственного залегания артекской толщи на усть-артекской не наблюдается, но состав отложений вверх по разрезу изменяется постепенно, что может указывать на согласное залегание [82]. Артекская толща по р. Шейли представлена грубым переслаиванием мелкозернистых полимиктовых, граувакковых песчаников и алевролитов. Мощность разреза 1240 м. Выше залегает преимущественно песчаниковая торбосская толща (2000—3000 м), разрез которой делится на две части: нижняя характеризуется повышенной ролью алевролитов (до 15%), а также гравелитов, верхняя — подавляющим развитием однообразных среднезернистых граувакковых песчаников, реже туфопесчаников, в которых присутствуют единичные ма-ломощные прослои алевролитов и гравелитов. Образования алукавской свиты представлены мощными залежами спилитов, диабазов, кварц-порофитов и редкими пластами туфогенных пород, песчаников и алевролитов. Суммарная мощность рассматриваемых образований около 5750 м.

Деловская и ланская свиты (C_2-3) развиты в виде широкой полосы, протягивающейся из бассейна верхнего течения р. Лан в ЗСЗ направлении по правобережью р. Уда. Деловская свита (800 м)

Джескогонская свита (C_{2d2}) обнажается в крыльях Туксинской синклинали, сложена фидлтизированными глинистыми сланцами и тонкослонистыми алевролитами с пластами ритмично-слоистых полимиктовых песчаников, линзами зеленокаменных пород, микрокварцитов и мраморизованных известняков. Метаморфизм пород на отдельных участках возрастает: филлиты переходят в серицит-кварцевые сланцы, песчаники — в серицит-полевошпат-кварцевые сланцы. Зеленокаменные породы развиты по основным эффузивам. Зернистость обломочных пород свиты убывает в юго-восточном направлении с удалением от Становой области, служившей, вероятно, областью сноса [43]. Для свиты в целом характерны чередующиеся пачки (мощностью 30—90 м) тонкого ритмичного переслаивания песчаников и глинистых сланцев. По данным В. А. Степанова (1974), разрез по р. Джескогон имеет трехчленное строение. Нижняя подсвита — существенно песчаниковая (600 м), средняя — алевролитовая (350 м), верхняя представлена пачками переслаивания тонкозернистых песчаников и алевролитов (1300 м). Мощность свиты 1600—2250 м. В известняках изредка наблюдаются остатки криноидей плохой сохранности (В. А. Степанов и др., 1974).

Нектерская свита (C_{2d1}) залегает согласно на Джескогонской и представлена породами преимущественно алевролитового состава, в меньшей степени эпидот-хлорит-актинолитовыми и альбит-эпидот-хлоритовыми (зелеными) сланцами, микрокварцитами, мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, известняками. По сравнению с Джескогонской свитой роль зеленых сланцев (зеленокаменных пород) возрастает. Крупные тела известняков рифогенной природы выявлены в верховьях р. Сирик, где в них обнаружены остатки криноидей плохой сохранности [43]. Мощность свиты 1000 м. Возраст свиты, как и подстилающей ее Джескогонской, принимается позднекаменноугольным, поскольку согласно перекрывающая их бочагорская свита содержит фауну начала ранней перми.

Нерасчлененные отложения (C_2), развитые в небольшом тектоническом блоке на левобережье р. Нора, представлены (Ю. С. Ляховкин и др., 1979) преимущественно полимиктовыми рассланцованными песчаниками, реже фидлтизированными алевролитами, гравелитами, седиментационными брекчиями, углистыми сланцами.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения пермской системы представлены двумя типами разреза. Нижнепермские отложения являются непрерывным продолжением верхнекаменноугольного разреза (бочагорская и яральская свиты). Второй тип разреза включает отложения позднепермского возраста (см. табл. 5).

Нижний отдел

Бочагорская свита ($P_1b\delta$) представлена зелеными сланцами и микрокварцитами; в подчиненном количестве развиты филлиты, кремнисто-глинистые сланцы и известняки, слагающие пласты и линзы мощностью от 0,1 до 70 м. Для свиты характерны пестрота состава и значительная фацциальная изменчивость. Разрез свиты (890 м) изучен наиболее полно по р. Бочагор (М. Т. Турбин, 1977). Мощность свиты достигает 1300 м. В известняках найдены остатки фузулинид и кораллов, относящиеся к основанию нижней перми [83].

Яральская свита ($P_{1j\gamma}$) развита в бассейне верхнего течения р. Ниман, где она вероятно со стратиграфическим несогласием залегает на отложениях улунской свиты карбона. Ранее Р. М. Тононом (1965) яральская свита в этом районе выделялась как токурская и экимчанская свиты и относилась к синийской системе. Основание разреза свиты представлено разнообразными слабометаморфизованными, рассланцованными кварцевыми, редко полимиктовыми песчаниками, содержащими пласты филлитов и седиментационных брекчий. Выше залегает толща сланцев с подчиненными прослоями песчаников, кремнистых сланцев, зеленых сланцев, седиментационных брекчий. Для пород характерны отчетливая слоистость и повсеместное тонкое рассланцевание под углом к плоскостям наслонения. Особенности разреза являются фацциальная устойчивость по простиранию. Мощность свиты 1400—1500 м. Возраст обобщивается по сопоставлению с районами, расположенными южнее рассматриваемой территории.

Верхний отдел

Разрез верхней перми Ланского синклинория подразделяется на три толщи.

Нижняя толща (P_2^1) на правобережье р. Лан в ее верхнем тении имеет мощность 1650 м и представлена песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с пачками ритмичного переслаивания этих пород, редкими пластами и линзами седиментационных брекчий, спилитов, диабазовых порфиритов и кремнистых пород (М. Т. Турбин и др., 1969; А. В. Махнин и др., 1970). Восточнее, по данным А. В. Махнина и др. (1974), в этой части разреза выделены две толщи: нижняя — токананская и верхняя — эранканская, представленные чередованием пяти мощных пачек существенно песчанистого и алевролит-глинисто-сланцевого состава, содержащих прослои и линзы измененных базальтов и их туфов. Мощность разреза оценивается в 6000 м и, возможно, преувеличена в связи с отсутствием маркирующих горизонтов, напряженной складчатостью и многочисленными зонами разломов, ориентированными субсогласно с простиранием пород.

Средняя толща (P_2^2) в западной части зоны имеет мощность 1550 м и представлена песчаниками граувакковыми и полимиктовыми с пластами и линзами гравелитов, конгломератов, седиментационных брекчий и зеленокаменных пород. Восточнее эти отложения выделяются в качестве будугунайской толщи (3085 м) аналогичного состава (А. В. Махнин и др., 1974).

Верхняя толща (P_2^3) представлена алевролитами и глинистыми сланцами с пачками ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, пластами граувакковых песчаников. Мощность на правобережье р. Лан в ее верхнем течении 1170 м. Восточнее этим отложениям соответствует силмикунская толща, по А. В. Махнину и др. (1974), видимая мощность которой не превышает 600 м. Определенных органических остатков отложения рассмотренных толщ не содержит. Отмечается лишь проблематичная фауна скафопод и серпулид. Позднепермский возраст этих образований принимается в связи с тем, что по составу и характеру напластования они аналогичны фаунистически охарактеризованным отложениям верхней перми левобережья р. Лан [43]. Ограниченно представленные на этом участке нерасчлененные (P_2) песчано-алевролитовые отложения имеют мощность 600 м (В. Ф. Сигов, 1974).

Нерасчлененные отложения (P_2), залегающие в узком тектоническом блоке района р. Лаган, подразделяются на три пачки: нижняя представлена чередованием песчаников и алевролитов, содержащих прослои сланцев, в составе средней пачки преобладают але-

ролиты, а верхняя сложена преимущественно песчаниками с редкими пластинами и прослоями алевролитов и яшм. По простиранию отмечаются фациальные переходы песчаников в алевролиты и глинистые сланцы, меняется количество и мощность прослоев яшм, в нижней части разреза появляются конгломераты и седиментационные брекчи. Мощность толщ до 1500 м. На правобережье р. Ними и далее к востоку за пределами рассматриваемой территории в песчаниках и алевролитах собраны отпечатки растений, представленные, по определению Н. Г. Вербицкой, формами верхов нижней и низов верхней перми [71].

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения в пределах района представлены разнообразными преимущественно морскими образованиями нижнего и верхнего отделов. Нижнетриасовые отложения развиты локально и связаны с завершением формирования Ланского синклиналя. Позднетриасовые отложения известны во всех структурно-фацальных зонах складчатых систем и связаны с начальной стадией мезозойского геосинклинального цикла.

Нижний отдел

Оленекский ярус (T_{10}) развит на ограниченной площади в бас. р. Шевли, на водоразделе рек Н. Эльга и В. Эльга и по пади Мудюня, левому притоку р. Лан, где он представлен разнообразными полимиктовыми, реже известковыми и седиментационных брекчий, а также горизонтными конгломератов. Наиболее полный разрез (1000 м) составлен А. В. Махнинным по пади Мудюня. Определения фауны указывают на принадлежность отложений к оленекскому ярусу в его полном объеме (с учетом данных по правому берегу р. Шевли выше устья р. Н. Эльга).

Верхний отдел

Верхнетриасовые отложения, как правило, достаточно хорошо охарактеризованные фаунистическими остатками, представлены норийским ярусом и подразделены на нижний и средний, а также верхний норий. К верхнему отделу условно отнесены образования муаяканской свиты.

Муаяканская свита (T_3^{mk}) выделена преимущественно вдоль северных склонов хр. Джагды; в ее составе преобладают разнотипные граувякковые песчаники. В истоках рек Еранда и Желтула наблюдаются многочисленные маломощные прослои и протяженные линзы (до 1,5 км) конгломератов и обломочных брекчий мощностью до 250 м. По всему разрезу встречаются прослои туфопесчаников, зеленых пород и кремнистых сланцев, а также пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. По простиранию свита изменяется слабо. Мощность 1800 м. Данные о возрасте муаяканской свиты противоречивы, к триасу она отнесена условно. Предполагается, что на ней согласно залегает нельская свита нория [43].

Нерасчлененные отложения ($T_3^?$) в верховьях рек Кербии и Харга представлены алевролитами, песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами мощностью 1800 м, ранее относившимися к протерозою.

Нижний и средний подъярусы норийского яруса ($T_{3п+2}$) установлены в небольших тектонических блоках в бас. р. Зея и по ее притокам Дел и Дёсс, в бас. р. Уда, по рекам Б. Суникан,

Джеданы, Лан, Милькан. К этому стратиграфическому уровню отнесена также нельская свита. В нижнем течении р. Тыгда обнаружены мелко-среднезернистые песчаники (до 200 м) с углистыми стяжениями, частыми маломощными прослоями гравелитов и конгломератов и с фауной *Tosarelsen subhiemalis* (Kipr a. g.), *Unionites kohlertianensis* Kob. et Ichik. В бас. р. Дел и в верховьях рек Гарь Перевая и Гарь Вторая к нижнему и среднему норью относятся калахтинчаников и алевролитов. По данным В. В. Шиханова и др. (1967), В. П. Пана (1964) и Т. М. Окуевой (1969), отложения подразделяются на два крупных ритма. Нижний (1500—1600 м) сложен крупно-среднезернистыми плохо сортированными песчаниками с прослоями алевролитов, количество которых местами увеличивается, а мощность возрастает до 100 м. Фаунистические остатки в низах разреза — *Palaeorhagus (Palaeorhagus) oblongus burij* Kipr a. g., *Tosarelsen suzuii* Kob., брахиоподы, в верхней части, кроме того, *Otariria cf. ussuriensis* (Vog.). Верхний ритм (1000 м) начинается горизонтом конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников, который сменяется переслаиванием алевролитов, аргиллитов и тонкозернистых песчаников. В известково-глинистых конкрециях и тонкозернистых породах встречаются остатки *Arcestes verchojanensis* Kipr a. g., *Siberionautilus multilobatus* Porov, *Halobia aotii* Kob. et Ichik., *H. obruchevi* Kipr a. g., *H. cf. superbescens* Kittl., *Otariria ussuriensis* (Vog.), *Oi. sp. n.*, *Hoernesia sp. ind.* и др.

Отложения к С от хр. Соктахан в бас. рек Дёсс и Сирик представлены средне-мелкозернистыми кварц-полевошатовыми песчаниками с прослоями алевролитов и пачками тонкого чередования этих пород. Мощность отложений до 1500 м. Они содержат *Arcestes sp. ind.*, *Discorhynchites sp. ind.*, *Siberionautilus aff. multilobatus* Porov, *Halobia cf. kawadai* Yeh a. g. В бас. р. Милькан ниже-средненорийские отложения подразделяются на три толщ. Нижняя (800 м) сложена однородными песчаниками с пачками тонкоритмичного чередования алевролитов и песчаников в нижней части. Фаунистические остатки редки. Средняя толща (300 м) — маркирующая, представлена неоднородными комковатыми песчаниками с горизонтами, обогащенными карбонатно-глинистыми конкрециями с остатками *Placites cf. placoides* Mojs., *Arcestes sp. ind.*, *Cladiscites ind.*, *Siberionautilus multilobatus* Porov, *Halobia obruchevi* Kipr a. g., *H. superbescens* Kittl., *Otariria ussuriensis* (Vog.). Верхняя толща (450 м) — слюдистые, плохо сортированные комковатые песчаники с мелкими песчанистыми конкрециями. Здесь встречаются *Monolis sculiformis* (Tell.), *M. pinensis* West., *M. multiformis* Kipr a. g.

Отложения нижнего и среднего подъярусов нория обнаружены А. В. Махнинным в тектоническом блоке в устье руч. Мудюня, левого притока р. Лан (Е. П. Брудинская, С. П. Кузьмин, 1981). Они также представлены мелкозернистыми песчаниками, с конгломератами в основании, но меньшей мощности (до 150—200 м). В них найден богатый комплекс фаунистических остатков. В бас. р. Б. Суникан развиты песчаники (600 м) с прослоями гравелитов и алевролитов; они охарактеризованы *Halobia cf. rarestriata* Mojs., *Cardinia indigiricensis* Kipr a. g., а в междуречье Здорова — Макит содержат растительные остатки. В бас. р. Джеданы в мелкозернистых граувякковых песчаниках и слюдистых алевролитах нижнего нория (350 м) А. В. Махнинным собран богатый комплекс брахиопод, определенный А. С. Дагисом.

Нельская свита ($T_{3л}$) развита почти широтной полосой вдоль северного склона хр. Джагды от оз. Огорон на 3 до р. Шевли на В. У оз. Огорон к ней отнесены серицит-кварцевые сланцы, метапесчаники, реже зеленые сланцы и кварциты. Мощность 750—1000 м. Вос-

точнее в разрезе свиты в береговых обнажениях р. Шевли, по данным А. В. Махинина, наблюдается переслаивание алевролитов (30—160 м), аркозовых песчаников (25—60 м), глинистых сланцев (20 м), пачек тонкоритмичного переслаивания (1—15 см) этих пород, зеленых тахилитов (до 25 м). Мощность по разрезу около 1400 м. В бас. р. Б. Артек распространены глинистые сланцы, алевролиты (часто туфогенные), туффиты и туфы. В алевролитах излов разреза нельской свиты по кл. Вольному найдена *Halobia* cf. *kawadae* Yehага. В верхах разреза определена *Spiniferina* cf. *kirgisovae* Dagys.

Верхний подъярус норийского яруса (Тэлз) слогаает небольшие участки в тектонических блоках, залегающие несогласно на породах нижнего и среднего нория и более древних. Повсеместно в основании верхнего нория прослеживается горизонт грубообломочных пород. В бас. р. Шевли, по р. Джегданы верхний норий представлен песчано-алевролитовой толщей. На водоразделе руч. Кали и соседнего притока р. Джегданы в разрезе толщи присутствуют прослои крупно-глыбовых подводно-оползневых брекчий (15—70 м) и афировых базальтов (5 м). Фауна нижней части разреза представлена *Monotis osholica densistrata* (Tel.), *M. zabakalica semigradata* Ichik., *M. subcircularis* Gabb. Верхняя часть фауны не охарактеризована. Мощность толщи до 1300 м.

В верховье р. Шевли верхний норий, по А. В. Махинину (1970), залегае несогласно на разных слоях нория и подразделяется на три толщи. В основании нижней находится горизонт конгломератов (10—15 м). Выше залегают среднеритмичные аркозовые песчанники с прослоями и линзами (1—5 м) алевролитов, конгломератов и седиментационных брекчий. Мощность нижней толщи 450 м. В основании толщи в центре конгломерата по левому притоку р. Шевли собраны *Monotis osholica* (Key.), *M. cf. subcircularis* Gabb. Средняя толща сложена алевролитами, глинистыми сланцами с редкими прослоями и линзами мелкозернистых аркозовых песчанников, тахилитов и спилитов (3—5 м). Мощность толщи 550 м. Завершает разрез толща (до 600 м) мелко-среднеритмичных грауваковых песчанников, чередующихся с алевролитами. Мощность отдельных пластов 20—80 м. В бас. р. Дел развиты массивные среднеритмичные и полимиктовые песчанники с прослоями крупнозернистых песчанников, алевролитов. Разрез начинается горизонтом конгломератов, меняющихся по простиранию от мелкогалечных до валуновых, который с перерывом перекрывает ниже- и среднеритмичские отложения. Мощность верхнего нория на левом берегу р. Дел 200—300 м, к СВ она увеличивается до 600—800 м. В бас. р. Нинин и в верховье р. Сагаан, по данным М. Т. Турбина (1964) и Ю. С. Ляховкина и др. (1979), рассматриваемые отложения подразделены на две толщи. Нижняя (1200 м) представлена мелко-среднеритмичными песчанниками с прослоями алевролитов. В низах присутствуют линзы гравелитов и конгломератов. В восточном направлении количество алевролитов увеличивается и они составляют уже половину разреза. Верхняя толща (300 м) сложена конгломератами, гравелитами и разнозернистыми песчанниками. Остатки моности характеризуют средний и нижнюю часть верхнего нория.

В бас. р. Б. Суинкан песчано-алевролитовая толща (1000 м) содержит моностиловый комплекс двуступок. В бас. р. Огджено отложения представлены в основании конгломератоподобными алевролитами с глыбами (2—5 см до 3—5 м) среднеритмичных песчанников, оолитовых известняков и зеленокаменных пород, образовавшихся в результате оползневых явлений. Выше залегают известковистые мелкозернистые песчанники и конгломераты. Завершает разрез серые и темно-серые мелкозернистые очень плотные песчанники. Они перекрывают глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями песчанников. В алевро-

литах обнаружены *Monotis* cf. *scutiformis* turpica Kirага., *M. osholica* (Key.). Мощность отложений 350—400 м.

Мерекская свита (Тэлз) слогаает небольшое поле, закартированное близ южной рамки листа (от кл. Ниманчик к югу). По данным Р. М. Тонояна (1965), Т. М. Окуновой (1968), свита трансгрессивно налегает на синийский (позднепалеозойский) комплекс и палеозойскую «маганскую» свиту. В основании находится горизонт конгломератов (50—60 м), которые по простиранию сменяются гравелитами и грубозернистыми песчанниками. Выше залегают полимиктовые мелкозернистые песчанники (100 м), а затем однообразные темно-серые алевролиты и глинистые сланцы. Мощность свиты 400 м. Фаунистические остатки, обнаруженные южнее рамки листа, принадлежат комплексного значения имеют континентальные и вулканогенные образования.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения на рассматриваемой территории известны практически во всех структурно-фациальных зонах и имеют разнообразный фациальный и формационный состав. Они представлены всеми тремя отделами. Наибольшим распространением пользуются морские осадки, присутствуют континентальные и вулканогенные образования.

Нижний отдел

Нижняя юра представлена морскими геосинклинальными отложениями, в значительной степени выполняющими Нимеленский и Джагдинский прогибы. В пределах Нимеленского прогиба к нижней юре относятся соруканская и нимеленская свиты.

Соруканская свита (*J_{1sr}*) развита в основном в верховьях р. Селемджа; представлена полимиктовыми, реже туфогенными песчанниками с прослоями (до 10 см) и пластиками (50—100 м) алевролитов и глинистых сланцев. В очень небольших количествах присутствуют зеленосланцевые и кремнистые породы, грубозернистые песчанники и гравелиты образуют линзы среди песчанников и лишь в низах свиты отмечается пачка крупнозернистых песчанников с линзами мелкогалечных конгломератов, гравелитов и седиментационных брекчий. Мощность свиты 2000—2100 м. Органические остатки в породах свиты не встречаются.

Нимеленская свита (*J_{1nl}*) залегае согласно на соруканской и характеризуется чередованием пачек (до 100—125 м) песчанников и глинистых сланцев. Песчанники мелкозернистые, содержат прослои алевролитов и глинистых сланцев. Глинистые сланцы включают пласти и линзы кремнистых и вулканогенно-кремнистых пород, а также прослои песчанников и алевролитов. Мощность отложений до 2500 м. В породах свиты найдены остатки ранне-среднепалеозойских криноидей. В Джагдинском прогибе обширные площади занимают курнальская и амканская свиты.

Курнальская свита (*J_{1kr}*) в виде широкой полосы протягивается от бас. р. Дел на 3 до р. Угохан на В. Свита на 95 % сложена преимущественно мелкозернистыми полимиктовыми песчанниками счатыми малоомощными прослоями глинистых песчанников, алевролитов, глинистых сланцев и пачками ритмичного переслаивания этих пород [43, 83]. Свита имеет отчетливо циклическое строение и достигает мощности 3340 м. К западу мощность уменьшается до 950 м. В этом же направлении происходит увеличение роли грубообломочных пород в составе осадков. Возраст обоснован находками ранне-среднепалеозойских криноидей.

Амканская свита (J_{am}) согласно залегает на породах кур-нальской, местами контакт между ними осложнен разрывными нарушениями. Свита сложена мощными ритмично построенными пачками песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, которые перемежаются пластами разнозернистых песчаников, алевролитов, фидитизированных глинистых сланцев и конгломератов [43, 83]. Мощность отложений составляет 1500 м. Как мощность, так и литологический состав хорошо выдерживаются по простиранию. Органических остатков не найдено, но учитывая согласное залегание на курнальской, амканская свита с долей условности отнесена к нижней юре [43].

Нижний — средний отделы

Нерасчлененные отложения (J_{1-2}) в бас. р. Верхний Мын обнажаются в небольших тектонических клиньях и подразделяются на две толщи. Нижняя толща глинистых сланцев мощностью около 1100 м имеет ограниченное распространение. Верхняя толща (1300—1400 м) представлена черными глинистыми сланцами, алевролитами (70 %) и мелко-среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками (30 %). К низам разреза приурочены прослои конгломератов. Возраст отложений определяется присутствием в нижней толще обломка ростра белемита и несогласным перекрытием верхней толщи вулканитами с флорой раннего мела. Западнее, в бас. р. Тында распространена толща переслаивающихся песчаников и алевролитов мощностью порядка 1500 м. Эти отложения, по данным В. В. Шиханова, согласно перекрываются толщей алевролитов с остатками фауны раннебайосского возраста и на этом основании могут считаться ранне-среднеюрскими.

В Удском прогибе ниже-среднеюрские отложения распространены в западной части структуры, где с размывом и, возможно, с угловым несогласием залегают на породах верхнего триаса. Базальное слою представлены 100-метровой пачкой крупно-среднезернистых песчаников с линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов. Выше следует пачка (около 400 м) мелкозернистых полимиктовых и кварц-полевошпатовых песчаников с редкими прослоями алевролитов. Более высокие горизонты обнажаются по р. М. Суникан, где, по данным В. Ф. Сигова, в разрезе (440 м) преобладают мелкозернистые песчанники с остатками аммонитов и митилоцератов. Выше лежащая часть разреза (1600 м) сложена мелкозернистыми песчаниками, в меньшей степени алевролитами с редкими прослоями туфопесчаников и включает остатки митилоцератов. Суммарная мощность отложений определяется в 2500 м. Приведенный разрез сравнительно хорошо охарактеризован фаунистически и датируется от плинсбаха до раннего байоса включительно.

Умалытинская свита (J_{1-3um}) Буренского прогиба раз делается на две подсвиты. Нижнеумалытинская подсвита сложена в основном алевролитами, в меньшей степени песчаниками, в основании и местами выше по разрезу отмечаются пласты разнозернистых песчаников, дресвяники, иногда конгломератов. В полном объеме подсвита представлена в восточной части Буренского прогиба. Разрез (700 м) описан Р. М. Тонояном и И. И. Сей на левобережье р. Ниман вблизи пос. Ниманич. В породах подсвиты на рассматриваемой территории остатки фауны редки и плохой сохранности. Южнее, за пределами литата, нижняя ее часть охарактеризована позднеплинсбахскими аммонитами, верхняя — ааленскими аммонитами и митилоцератами [74]. Верхнеумалытинская подсвита представлена преимущественно мелкозернистыми песчаниками, реже алевролитами и согласно залегает на нижнеумалытинской. Разрез подсвиты описан на левом берегу р. Ниман Р. М. Тонояном и И. И. Сей. Преимущественно песчанниковый со-

став подсвиты выдерживается по простиранию; максимальная мощность отложений 650 м. Находки митилоцератов и обширные палеонтологические сборы в более южных районах надежно определяют возраст подсвиты как раннебайосский [74].

Средний отдел

Отложения средней юры, подобно ниже-среднеюрским, известны как в геосинклинальных прогибах — Нимеленском, Джагдинском, Сок-таханском, так и в пригеосинклинальных — Буренском и Удском и представлены исключительно морскими осадками. В Нимеленском прогибе к средней юре отнесены ассирийская, отунская и налдындинская свиты.

Ассирийская свита (J_{as}) распространена в верховьях рек Селемджа и Нимелен, связана с подстилающей нимеленской свитой по степенным переходом, граница между ними проводится условно по преобладающим песчаникам в разрезе. Наиболее детально разрез свиты изучен В. И. Анойкиным (1974) по р. Эмате, левому притоку р. Нимелен. Характерной особенностью свиты является преобладание песчанников (70—80 %), преимущественно полимиктовых по составу с включением туфогенных и вулканомиктовых разновидностей. Сколько-нибудь значительные по мощности пласты алевроито-глинистых пород редки, еще реже наблюдаются прослои и линзы зеленокаменных и кремнистых пород, грубозернистых песчанников и гравелитов. Отмечается обогащение песчанников растительным детритом. Состав свиты по площади изменяется мало, за исключением некоторого увеличения алевроито-глинистых пород в центральной части синклинали. Наибольшая мощность 2200 м. Возраст отложений определяется находкой в аллювии р. Маты в поле развития пород свиты *Pseudobioseras* sp. ind. раннеааленского облика, а также согласным залеганием на нимеленской свите.

Отунская свита (J_{ot}) согласно залегает на ассирийской, граница между ними проводится по исчезновению пластов алевролитов и глинистых сланцев и не всегда может быть четко определена. Отличительной особенностью свиты, по данным В. И. Анойкина, является чрезвычайно однородный ее состав: на долю песчанников приходится около 90 % объема и лишь 10 % составляют алевролиты, кремнистые глинистые сланцы и гравелиты, слагающие тонкие прослои и маломощные линзы. Фациальные изменения по латерали незначительны и выражаются в появлении и выклинивании кремнисто-глинистых сланцев, грубозернистых песчанников, гравелитов и седиментационных расщелинчатых остатков. Характерно обилие углефицированных расщелинчатых остатков. Максимальная мощность свиты составляет 3060 м. В отунской свите встречаются остатки ростров белемнитов (р. Отун), по заключению Е. П. Брудникой, предположительно среднеюрского возраста. Поскольку свита подстилается отложениями, содержащими ааленские аммониты, она условно отнесена к средней части средней юры.

Налдындинская свита (J_{nd}) согласно перекрывает отунскую, нижняя граница определяется появлением в разрезе пачек тонкослоистых песчанников и пластов глинистых сланцев. Местами в основании свиты и немного выше по разрезу отмечаются пласты гравелитов и седиментационных брекчий. В целом для свиты, по данным В. И. Анойкина, характерно тонкое переслаивание песчанников и алевролитов и чередование этих тонкослоистых пород с отдельными пластами глинистых сланцев. На востоке района в ее составе увеличивается роль песчанников. Общая мощность отложений оценивается в 1940 м. Налдындинская свита содержит лишь неопределимые обломки ростров

Leagrinnella evalis (Phill.), *Modiolus strajeskianus* (Obr.), *Mytiloceras* sp., *Isognomon* sp., многочисленные буреинки, плевромини и другие двустворки. Южнее эльгинская свита, кроме того, содержит остатки аммонитов, тем не менее возраст отложений из-за своеобразия эндемизма аммонитовой фауны может быть определен лишь приблизительно как поздний бат — начало келловая [74].

В Ушумунском прогибе к средней-верхней юре относятся усманковская и ураловкинская свиты.

Усманковская свита (J_2 -зист) в бас. среднего течения р. Зея сложена в основном песчаниками. К основанию свиты приурочен выдержанный горизонт (до 400 м) базальных конгломератов. Подчиненная мощность свиты 1000—1100 м. Характерны для нее полимиктовый состав песчанников и присутствие туфогенных пятинстоокрашенных «узорчатых» разностей. Из органических остатков *Modiolus sibiricowskii* L. h. является характерным компонентом средне-позднеюрского фаунистического комплекса.

Ураловкинская свита ($J_2\text{-}3_{\text{ур}}$), являющаяся фациальным аналогом распространённых севернее усманковской и верхнеюрской ускалинской свит, сложена конгломератами, нередко крупногалечными и валунными, и разнородными песчаниками, среди которых встречаются прослои алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов, известняков и туфов. К С в разрезах преобладают разнородные песчаники с подчинёнными прослоями гравелитов, конгломератов, алевролитов и туфов. На большей части Ушумунского прогиба ураловкинская свита разделена на две подсвиты. Нижняя сложена преимущественно конгломератами и гравелитами с прослоями песчаников и туфов. В составе верхней подсвиты преобладают песчаники при подчинённой роли алевролитов, аргиллитов, конгломератов и туфов. Присутствуют пакки ритмичного переслаивания этих пород и прослой (0,3—0,5 м) органогенных известняков. Максимальная мощность свиты зафиксирована на юге прогиба и составляет 2300 м. В северо-восточном направлении она уменьшается до 1000 м. Среди флористических остатков в разрезе свиты определены *Raphaelia diamensis* Sew. и *Conioperlis birejensis* (Zal.) Sew., что указывает скорее всего на верхнюю юру. Комплекс пресноводных моллюсков, по заключению Г. Г. Мартинсона, также имеет позднелюрский возраст. Однако положение ураловкинской свиты в основании мезозойского разреза Ушумунского прогиба под угленистыми верхнеюрскими осадками позволяет сопоставить её с развитыми севернее усманковской и ускалинской свитами и отнести к средне-верхней юре.

Верхний отдел

Холоджиканская свита (J_3ht) развита в западной части Амуро-Охотской системы, представлена континентальными отложениями, преимущественно конгломератами, гравелитами и разнородными песчанками и подразделяется на две подсвиты (общей мощностью 2000 м): нижнюю — конгломератовую и верхнюю — песчанковую. В основном в верхней подсвите собраны остатки лиственной флоры, характерные для поздней юры, предположительно второй ее половины. К верхней юре относятся разнотные в бас. среднего течения р. Зейя, в Ушумунском прогибе ускалинская свита и ряд угленосных свит — аякская, лепская, нижнемолчанская, осежинская и толбузинская.

Ускальская свита (*Juska*) в бас. р. Деп представлена, по данным В. Ф. Зубкова, разнообразными песчаниками и алевролитами с растительным детритом. В основании разреза песчаники по прсти- ранию переходят в мелко-среднегалечные конгломераты. В составе сви- ты отмечаются горизонты порфиритов (до 350 м) и простон туфоген-

белемнигов, но согласное залегание ее на среднеюрских отложениях позволяет предположить, что свита формировалась во вторую половину среднеюрской эпохи.

Эпикарейская свита (*Jer*) Буреннского прогиба согласно за-
легалает на умальтинской и представлена однообразными мелко-тонко-
зернистыми темно-серыми песчаниками и черными алевролитами.
Мощность свиты 1050 м. Редкие органические остатки, найденные за
пределами листа в более южных районах Бурейнского прогиба, поз-
воляют с определенной долей условности отнести ее к верхнему байо-
су — нижнему бату [74].

Нерасчлененные отложения (J_2), развитые в бас. среднего течения р. Нора, представлены полимиктовыми, реже кварц-полев. вошпатовыми и туфогенными песчаниками с пластами алевролитов, прослоями конгломератов и гравелитов. Мощность 1990 м. Толща содержит остатки фауны, среди которых определены *Hotobelus* sp. ind., *Camprionetes* (*Boreionetes*) ex gr. *aalenis* Rich., *Mytiloceramius* sp. свидетельствующие о среднеюрском, скорее всего аален-байосском возрасте пород. Западнее в бассейне р. Дёсс распространена толща алевролитов с прослоями песчаников, выполняющая северную часть Соктаханского прогиба. Она согласно перекрывает нижне-среднеюрские отложения. По распространению прослой конгломератов и гравелитов, местами появляются маломощные прослой конгломератов и гравелитов. Мощность толщи 700 м. В средней и верхней ее частях обнаружены раннебайосские миттилоцерамы. Предположительно к средней юре относятся толща филлитов и метаморфизованных песчаников, развитых в бассейне р. М. Тында в западной части Соктаханского прогиба. Разрез в основном сложен филлитами, в меньшей степени метаморфизованными, нередко рассланцованными песчаниками с маломощными прослоями конгломератов и углистых сланцев, присутствуют пачки тонкого переослаивания филлитов и песчаников флишoidного типа. Мощность отложений 1410 м. Среднеюрские отложения в пределах Удского прогиба представлены своеобразными мелко- и среднесернистыми элениовато-серыми «узорчатými» и равномерноокрашенными туфопесчанниками и туфитами с прослоями и пачками темно-серых мелкозернистых полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Общая мощность 2000 м. Из этих отложений определен характерный для байоского яруса *Mytiloceramius* ex gr. *kystatymensis* (Kosch.), указывающий на принадлежность осадков к верхней половине средней юры. Подтверждением является их согласное залегание на породах нижнего байоса и находки в пределах толщи мелсагринелл и изогномонов, обычно в заметном количестве появляющихся в верхах средней юры.

Средний — верхний отделы

Средне-верхнеюрские отложения известны в Бурейском и Ушумском прогибах, включают морские, прибрежно-морские и континентальные осадки.

Эльгинская свита (J_2 - ae) Буренского прогиба залегает со стратиграфическим, а местами, возможно, и угловым несогласием на породах эпикладской [74]; сложена мелко-тонкозернистыми, преимущественно полимиктовыми, часто известковистыми песчаниками с прослоями и пластинами черных алевролитов. В основании находится пачка разнозернистых песчаников с прослоями и линзами конгломератов. Характерен более тонкозернистый состав верхней части разреза свиты, в связи с чем ряд исследователей делит ее на две подсвиты. Максимальная мощность исследований на рассматриваемой территории составляет около 800 м. В породах свиты в пределах листа встречены *Camptonectes* (*C.*) *tens* (So w.), *C. (Boreionectes) broenlundii* Ray n., *Me-*

ных песчанников. Общая мощность 1600 м. Отложения включают остатки растений и морских двусторонек.

Аякская свита (*Jak*) согласно залегает на ускалинской, с разрывом на более древних образованиях и сложена кварц-полевошпатовыми, реже полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов, углистых аргиллитов, каменных углей, туфов, изредка гравелитов и конгломератов; в основании отмечается базальные конгломераты мощностью до 50 м. Свита характеризуется резкой фацальной изменчивостью, невыдержанностью литологического состава даже на небольших площадях. В бас. р. Б. Аяк установлено до 13 пластов, состоящих из переслаивающихся углей, углистых аргиллитов и алевролитов. По направлению к восточной и северной окраинам прогиба происходит увеличение роли песчанников за счет тонкозернистых пород и уменьшение угленосности вплоть до полного ее исчезновения. При этом мощность свиты уменьшается от 2100 м до 1200 м. Возраст свиты определяется остатками макрофлоры, комплекс которой характерен для поздней юры [47].

Депская свита (*Jakp*) представлена разнообразными песчаниками, в том числе туфогенными, с пачками и прослоями алевролитов, аргиллитов, углистых и углисто-глинистых аргиллитов, конгломератов, гравелитов, туфов и каменных углей. Она согласно залегает на аякской свите, имея в основании выдержанный горизонт конгломератов (до 150 м). Выше следуют так называемые песчанниковые слои (800 м), верхнюю часть разреза составляют «продуктивные слои» (1400 м) с пачками и прослоями каменных углей, углистых и углисто-глинистых аргиллитов и туфогенных пород. Вся свита и особенно ее продуктивная часть претерпевают по простиранию значительные фацальные изменения. На отдельных участках (правобережье р. Зей, низовье р. Деп) насчитывается до 117 пластов и прослоев угля и углистых аргиллитов с максимальной мощностью 1,96 м. По направлению к северо-востоку происходит выклинивание «продуктивных слоев». Флористический комплекс депской свиты свидетельствует о позднеюрском возрасте отложений [47].

Ниже молчанская свита (*Jakm*) залегает согласно на депской, сложена песчаниками различного состава с прослоями и пачками алевролитов, присутствуют аргиллиты, туфы, пласты и прослой углистых аргиллитов и каменных углей. В основании отмечается горизонт конгломератов, переходящий местами в конгломератовидные песчаники. Нижняя часть свиты (600—700 м), по данным В. В. Шиханова, сложена преимущественно грубозернистыми породами с небольшим количеством алевролитов. Она включает отдельные угленосные пачки с пластами и прослоями каменных углей. Мощность этих пачек невелика, но они отличаются довольно высокой угленасыщенностью и содержат наиболее мощные в пределах свиты пласты угля. Верхняя часть свиты имеет более пестрый состав и характеризуется наличием пачек (60—80 м) тонкого переслаивания песчанников, алевролитов, аргиллитов, туфов и сложно построенных пластов каменного угля. Общая мощность свиты достигает 1500 м. Состав ее крайне не выдержан по простиранию, резко меняется и степень угленосности. Всего выявлено 42 пласта и прослоя угля и углистых аргиллитов мощностью до 4,25 м. Немногочисленные остатки флоры собраны в нижней части свиты. Они представлены в основном транзитными видами, но присутствие в их составе *Raphaelia diatensis* Se w. указывает на позднеюрский возраст осадков [47].

Осежинская свита (*Jakos*) согласно перекрывает ускалинскую в междуречье Амура и Зей (западная часть Ушумунского прогиба); сложена песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами, редко гравелитами и конгломератами. В основании отмечается горизонт гру-

бозернистых песчанников с линзами гравелитов и конгломератов. Нижняя часть свиты (до 600 м) представлена монотонными полимиктовыми песчаниками от мелко- до грубозернистых, иногда туфогенных, с редкими и обычно маломощными прослоями алевролитов. Средняя часть (550 м) сложена мелко-тонкозернистыми песчаниками и алевролитами, включающими маломощные прослой аргиллитов, углистых аргиллитов и углей. В верхних горизонтах (450 м) вновь преобладают разнозернистые, преимущественно мелкозернистые, песчаники, но отмечаются и достаточно мощные пачки алевролитов. Общая мощность 1500 м. В средней части свиты собраны остатки растений, среди которых помимо транзитных форм определены позднеюрские.

Толбузинская свита (*Jaktl*) согласно залегает на осежинской в бас. р. Тыгда, сложена различными песчаниками и алевролитами. В основании фиксируются базальные конгломераты (до 100 м). Углистые алевролиты и аргиллиты, прослой и пласты каменного угля составляют незначительную часть разреза. Наиболее крупный угольный пласт, вскрытый в пределах свиты, достигает 2,25 м. Мощность свиты 850 м. Остатки макрофлоры, собранные на территории листа, принадлежат видам широкого стратиграфического диапазона. В более западных районах в свите установлен позднеюрский флористический комплекс [23].

В Удском и Торомском прогибах верхняя юра представлена морскими осадками. Здесь выделяются келловей-оксфордские, кимеридж-волжские и волжские отложения.

Келловейский и оксфордский ярусы (*Jak+o*) представлены мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами с прослоями и пачками конгломератов, гравелитов, средне-крупнозернистых песчанников, редко аргиллитов. Базальные слои сложены мелкогалечными конгломератами и разнозернистыми песчаниками с линзами и прослоями гравелитов. В одном из наиболее полных разрезов (по р. Урми в Удском прогибе), по данным И. И. Сей, намечается двулучное строение. Нижняя часть разреза (около 1800 м) представлена мощными пластами и пачками мелкозернистых песчанников и алевролитов, верхняя (около 400 м) характеризуется появлением средне-крупнозернистых песчанников, прослоев мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Литологически эти отложения хорошо выделяются по простиранию. В Торомском прогибе верхняя — грубозернистая — часть разреза имеет меньшую мощность и менее грубый состав за счет сокращения числа и мощности конгломератовых прослоев. Максимальная мощность келловей-оксфордских отложений установлена в юго-западных частях обоих прогибов: около 2200 м в Удском и 750 м в Торомском. К СВ она постепенно сокращается вплоть до полного выклинивания рассматриваемого стратона. Возрастной диапазон отложений определяется присутствием в верхней части разреза оксфордских *Paraschiceras pacificum* F re b., *Prabuchia kirghisensis* (S ok.), *Buchia concentrica* (S ow.) и в пределах всего разреза — разнотипного комплекса двусторчатых моллюсков, в основном характерного для первой половины поздней юры.

Кимериджский и волжский ярусы (*Jakm+v*) представлены мелко-тонкозернистыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями и пачками конгломератов, гравелитов разнозернистых, часто туфогенных песчанников, аргиллитов, ракушечков. Обычно отмечается согласное залегание рассматриваемых отложений на келловей-оксфордских, но нельзя исключить и перерыв в седиментации, о чем свидетельствуют мощные валунно-галечные конгломераты в низах кимеридж-волжских образований и залегание последних в ряде мест непосредственно на породах фундамента. Представительный разрез кимеридж-волжских отложений (1940 м) описан Ю. М. Мамонтовым и

С. Г. Кисляковым по р. Гербиан в Удском прогибе. Здесь наряду с преобладающими мелкозернистыми песчаниками и алевролитами присутствуют, особенно в нижней части, крупно-среднезернистые песчаники и конгломераты. В Торомском прогибе преобладают мелко-тонкозернистые песчаники и алевролиты. Мощность их также 1800—1900 м. Среди органических остатков господствуют бухии, образующие многочисленные ракушечниковые прослои, позволяющие установить возраст отложений в пределах киммериджского и, главным образом, волжского веков.

Волжский ярус (J_3v) представлен сложным комплексом морских и континентальных осадков, согласно залегающих на киммериджских образований. В Удском прогибе преобладают конгломераты, гравелиты, разнородные полимиктовые и кварц-полевошпатовые песчаники. Подчиненное развитие имеют алевролиты, аргиллиты и каменные угли. Мощность 1400 м. В Торомском прогибе волжские отложения имеют значительно меньшую мощность — до 500 м и сложены исключительно разнородными песчаниками с редкими прослоями алевролитов и седиментационных брекчий. Толща включает горизонты с морской фауной и флороносные слои. Первые содержат комплекс бухий, характерный для волжского яруса. Из остатков макрофлоры в пределах листа установлены формы, стратиграфический диапазон которых соответствует верхней юре — нижнему мелу.

Токинская свита (J_3fk) распространена на севере территории. В районе оз. Токо развиты мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты (с прослоями углистых аргиллитов и линзами углей) общей мощностью до 200 м. В бас. р. Худуркан в разрезе возрастает количество алевролитов и аргиллитов, часто чередующихся с песчаниками, и появляются прослои углей, обычно малоомонные (от 5 до 20 см), реже в виде невыдержанных по простиранию пластов (до 1 м). Отложения свиты содержат флористический комплекс, указывающий, по заключению В. А. Вахрамеева, на принадлежность пород к верхней юре. Предположительно к токинской свите отнесены континентальные осадки, развитые в бассейне р. Сугам, где они выполняют серию небольших субширотных грабен. В их составе преобладают мелко-среднезернистые полимиктовые углистые песчаники и углистые аргиллиты, реже встречаются алевролиты, гравелиты, конгломераты. Контакты с подстилающими породами тектонические, в отдельных случаях в основании отмечается кора выветривания. Мощность отложений достигает 500 м. Присутствие в осадках позднеюрского спорово-пыльцевого комплекса, а также литологическое сходство позволили сопоставить рассматриваемые отложения с токинской свитой.

Джелонская свита широко развита в бассейне р. Уда, где в ее разрезе выделяются нижняя, вулканогенно-осадочная, и верхняя, существенно вулканогенная, подсвиты. Нижняя подсвита испытывает фашиальные изменения, постепенно замещающаяся в направлении с ЮВ на СЗ существенно вулканогенным вариантом разреза.

Нижняя подсвита желонской свиты (J_3dl_1) развита в междуречье Ман Половиной и Джаны. В строении разреза принимают участие туфы измененных андезитов и дацитов, туфо-конгломераты, туфопесчаники, гравелиты, конгломераты, песчаники, алевролиты, углистые аргиллиты, а также измененные андезиты и дациты. Наиболее полный разрез подсвиты (1360 м) составлен по р. Немерикан (В. Н. Гончаров, 1978).

Верхняя подсвита желонской свиты (J_3dl_2) представлена измененными андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, дацитами, туфами, туфо- и лавобрекчиями, присутствуют линзы туфо-конгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников. Мощность подсвиты 600—1500 м. По химическому составу андезитовые порфи-

риты относятся к вулканитам сильного тихоокеанского типа, по Риттману (табл. 6). Для них характерно заметно пониженное содержание калия при высокой натриевости.

Джелонская свита нерасчлененная (J_3dl) выделяется в бассейне левых притоков Уды; представлена преимущественно вулканогенными породами среднего состава. Предположительно к ней отнесены осадочные отложения Кун-Маньенской впадины. Возраст свиты в целом определяется прорыванием гранитоидами удского комплекса, перекрытием берриас-валанжскими отложениями нижней подсвиты боконовской свиты и присутствием растительных остатков, включающих руководящие формы поздней юры. Вместе с тем из песчаников желонской свиты бассейна р. Немерикан И. Н. Сребродольский определила флора, позволяющая, по ее мнению, предполагать позднеюрский-раннеюрский возраст отложений.

Таблица 6
Средний химический состав мезозойских вулканогенных образований

Опис- лы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	57,07	64,39	58,66	58,68	59,90	63,64	64,37	72,93	54,22	55,99	63,66	65,75	72,47	72,56
TiO ₂	0,97	0,63	0,71	0,75	0,97	0,74	0,72	0,27	1,18	1,07	0,53	0,60	0,37	0,17
Al ₂ O ₃	17,24	16,32	16,94	16,32	16,80	16,36	15,98	14,03	18,02	16,83	15,67	16,91	13,58	13,50
Fe ₂ O ₃	3,55	2,10	3,20	3,03	2,33	2,57	1,27	1,27	5,16	2,07	0,99	0,58	0,87	0,45
FeO	4,18	2,72	3,99	2,95	2,75	2,32	1,98	0,62	3,14	7,11	4,27	4,34	2,02	2,02
MnO	0,15	0,11	0,13	0,11	0,11	0,08	0,09	0,04	0,16	0,17	0,09	0,11	0,07	0,04
MgO	3,23	1,78	2,73	4,04	2,53	1,86	1,53	0,55	3,62	3,00	2,10	1,64	0,90	0,28
CaO	6,96	3,94	5,60	5,31	5,02	3,61	3,38	1,22	7,81	7,07	3,44	3,96	1,91	1,11
Na ₂ O	3,72	4,19	3,38	3,48	3,55	3,92	3,87	3,86	2,78	3,53	3,46	2,74	3,43	2,77
K ₂ O	1,13	2,11	2,19	2,45	2,98	3,56	3,65	4,13	1,38	1,28	3,20	2,47	3,47	3,98
Число анали- зов	6	3	35	14	10	5	5	24	2	3	9	6	11	47

Примечание. 1 и 2 — желонская свита (1 — андезиты, 2 — дациты); 3—6 — толща средних эффузивов К₁ (3 — андезиты, 4 — андезиты, 5 — андезиты, 6 — андезиты); 7 и 8 — толща основных эффузивов К₂ (7 — андезиты, 8 — андезиты); 9 — толща основных эффузивов К₃ (9 — андезиты, 10 — андезиты, 11 — андезиты, 12 — андезиты); 13 — толща средних эффузивов К₄ (13 — андезиты, 14 — андезиты); 14 — липариты Эзопской зоны.

Толща измененных дацитов, липаритов, туфов (J_3) имеет локальное развитие (бас. рек Элга, Чалларин). Она занимает более высокое стратиграфическое положение по отношению к желонской свите. Толща представлена кварцевыми и дацитовыми порфирами, фелзитами, лавобрекчиями, туфами и характеризуется резкой фашиальной изменчивостью (Ф. С. Фролов и др., 1966, 1967). Мощность до 1400—1500.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые образования представлены преимущественно континентальными молассовидными, местами угленосными отложениями и разнообразными вулканитами. Их формирование связано с развитием органических внеосинклиналичных структур блокового типа, сопровождающимся образованием наложенных впадин и вулканогенно-плутоногенных зон. Подчиненное развитие имеют прибрежно-морские осадки, связанные с завершением формирования Торомского прогиба.

Молаассонидные образования занимают различное возрастное положение. В ряде случаев они предшествуют вулканитам и имеют предположительно готерив-барремский (нагоринский) и уганский (Центрально-Становой зоны, перемыкская и огоджинская свиты Ум-лекано-Огоджинской зоны) и альбский возраст (основание разреза Селитканской зоны). Отмечается также относительно длительное формирование орогенной молаассы: берриас-барремская боконовская, баррем-альбская поарковская свита. Залегающие на молаассе вулканиты обычно выделяются в свиты, комплексы, отдельные их части или фазы; на карте они достаточно условно сопоставлены и объединены в толщи, которые могут по возрасту соответствовать баррем-апту (толща средних эффузивов) и апт-альбу (толщи кислых и основных эффузивов).

Берриасский — готеривский ярус (K_{1b-g}) локализован в пределах Торомского прогиба в виде полосы северо-восточного простирания от р. Тонум до восточной границы территории. Это толща прибрежно-морских отложений, представленная разнообразными песчаниками, алевролитами с прослоями и линзами конгломератов и гравелинов. Роль грубообломочных пород вверх по разрезу возрастает. Разрез толщи по простиранию достаточно выдержан, за исключением грубообломочных фаций, и достигает в целом 700 м (Д. С. Зайцев и др., 1971). Толща сопоставляется с чуманярской свитой, развитой восточнее, за пределами рассматриваемой территории. Для чуманярской свиты обоснован берриас-готеривский возраст [48].

Верхнемолчанская свита (K_{1ut}) с размывом залегает на нижнемолчанской, завершая разрез угленосных отложений Ушумунского прогиба. К основанию свиты приурочен горизонт валуно-галечных конгломератов (до 300 м), которые к югу замещаются крупно-среднезернистыми песчаниками. Выше по разрезу они сменяются мелко- и тонкозернистыми кварц-полевошпатовыми, реже полимиктовыми песчаниками с пачками и прослоями туфогенных песчаников, аргиллитов, алевролитов, туфов и пластами высокозольных каменных углей сложного строения. Всего установлено 17 пластов и прослоев угля и углестых аргиллитов мощностью до 2,5 м. Пластов с рабочей характеристикой не обнаружено. Мощность свиты 800—900 м. С верхнемолчанской свитой условно сопоставляется толща песчаников, кварц-полевошпатовых и аркозовых, с пачками, прослоями и линзами полимикто-вых и туфогенных песчаников, алевролитов, конгломератов, гравелинов и туфов, развитая по долинам Зеи и Тыгды выше пос. Усть-Тыгда и, по данным В. В. Шиханова (1970), перекрывающая с размывом позднеюрские отложения нижнемолчанской свиты. Мощность толщи достигает 1100 м. По данным определения растительных остатков (Е. Л. Лебедев, 1965), отложения свиты относятся к нижнему мелу. Свита перекрывает вулканогенной толщей баррем-апта.

Нагоринская свита (K_{1ng}) ранее сопоставлялась с ундитканской; развита в пределах Сутамской депрессии, где она подразделяется (А. Г. Кац, В. А. Бородин, 1969; А. А. Раузер и др., 1970) на две подсвиты: нижнюю (300—350 м), сложенную конгломератами с подчиненными прослоями гравелинов и песчаников, и верхнюю (200 м), представленную песчаниками, алевролитами, аргиллитами с мало мощными прослоями и линзами гравелинов и мелкогалечных конгломератов. Галька конгломератов хорошо окатана, плохо сортирована. Характерно присутствие в гальке эффузивов — ортофинов, сиенит-порфинов, их туфов. Восточнее, в верховьях р. Алгама, отложения свиты развиты в Чакатайской депрессии (М. З. Глуховский и др., 1974). Разрез имеет ритмичное строение. Каждый ритм (их несколько) начинается валуно-

выми конгломератами с линзами гравелинов и песчаников и заканчивается пачкой мелкозернистых песчаников и алевролитов. Отмечается тенденция увеличения роли тонкообломочных пород вверх по разрезу. Мощность отложений составляет от 100—130 м в бортах до 230 м в центре депрессии. Комплекс флоры, собранный из отложений нагоринской свиты, по заключению В. А. Вахромеева, имеет раннемеловой возраст. По последним данным [25], сопоставление рассматриваемых отложений с ундитканской свитой Токинской впадины, как это ранее принималось, неправомерно. Из нагоринской свиты определены формы, указывающие на более молодой возраст отложений по сравнению с ундитканской, относящейся к нижнему неокому.

Уганская свита (K_{1ug}) развита по р. Зея ниже устья р. Уган, на левобережье Гилюя, в бассейне р. Уган. Разрез свиты изучался по р. Зея, где выделяются нижняя и верхняя подсвиты (В. С. Федоров-ский, Э. А. Молостовский, 1965). Нижняя подвита — существенно конгломератовая (560 м). Верхняя (330 м) характеризуется флишoidalным переслаиванием гравелинов, песчаников, алевролитов, аргиллитов. Подчиненную роль играют конгломераты, а также угли. В нижней части подсвиты описано около 1500 слоев, входящих в состав 600 ритмов. Последние имеют обычно двух-трехчленное строение. Полная мощность свиты около 990 м. В породах свиты, особенно в ее верхней части, описаны многочисленные остатки ископаемой флоры (определения А. Н. Криштофовича, М. А. Седовой, М. М. Кошман), указывающие на раннемеловой, неокомский возраст отложений.

Боконовская свита развита в пределах Боконовской впадины, протянувшейся в субширотном направлении вдоль р. Уда на расстояние более 250 км.

Нижняя подвита боконовской свиты (K_{1bk1}) обнажена в северном и южном бортах впадины и местами не отделена от верхних; это существенно конгломератовая толща, включающая линзы и маломощные прослои песчаников (С. М. Брагинский, 1965). Мощность пластов конгломератов достигает 50 м. Мощность подсвиты не менее 600 м.

Верхняя подвита боконовской свиты (K_{1bk2}) и боконовская свита нерасчлененная (K_{1bk}) характеризуются преобладанием разнообразных песчаников, среди которых заключены линзы и прослои конгломератов, гравелинов, алевролитов, углестых аргиллитов (С. М. Брагинский, 1965; В. Е. Чельгин и др., 1969). В восточной части впадины, по данным Ф. С. Фролова, Ю. И. Щербини и др., в алевролитах присутствуют единичные прослои (5—50 см) каменных углей. Мощность подсвиты превышает 1100 м. Наиболее характерные для боконовской свиты в целом флористические остатки, по заключению М. М. Кошман, указывают на поздний неокм (готерив-баррем): *Jacutella amurensis*, *Coniopsis ussuriensis*, *C. onychoides*, *Cladophlebis arguta*, *Sphenopteris lepisensis*. В последнее время (М. М. Кошман, 1978) в отложениях свиты установлено два разновозрастных растительных комплекса. Для нижнего комплекса характерны *Lobifolia lobifolia*, *Aldania imanskii*, *Tyrnitis polynovii*, а для верхнего *Ruffordia* cf. *goeppertii*, *Birisa onychoides*, *Cycadites aff. sulcatus*. Таким образом, можно полагать, что нижняя подвита боконовской свиты имеет берриас-валунинский, а верхняя готерив-барремский возраст.

Перемыкская свита (K_{1pr}) имеет небольшое развитие на правобережье р. Зея, в верховьях р. Мамыи, в междуречье Мамыи и Селемджи, по р. Дугде; представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, углестыми аргиллитами. В основании разреза, как правило, залегает пачка конгломератов. Роль мелкообломочных пород вверх по разрезу возрастает, хотя отмечаются отдельные воз-

пласты и линзы конгломератов и гравелитов. Разрез свиты на правом берегу Зеи (315 м) изучен Ю. В. Кошковым и др., (1978), в нижнем течении Дугды (700 м) — В. В. Ольховым (1975), в бассейне верхнего течения Мамына (1200 м) — М. П. Красильниковым (1964). Возраст определяется несогласным налеганием на отложения осевой свиты и гранитоиды верхнеамурского комплекса, перекрытием эффузивными тащанской свиты, а также присутствием растительных остатков, указывающих, по заключению М. М. Кошман, на ранний мел. Огоджинская свита (K_1og) развита в бассейнах рек Герби-кан, Огоджа, Синникан, на правом берегу Селемджи ниже устья гравелитов, представлена песчаниками, алевролитами, конгломератами, зальными слои сложены мелкогалечными конгломератами, разрозненными песчаниками и дресвяниками. Разрез свиты в бассейне рек Огоджа и Кера подразделяется на три (И. И. Сей, 1959) или две (С. М. Брагинский, 1971) части, каждая из которых начинается пачкой конгломератов и заканчивается угленосной пачкой. Для свиты характерна значительная фашиальная изменчивость. Мощность сводного разреза, составленного в бас. среднего течения Б. Курбы, по А. К. Егорову, около 1050 м. По заключению М. М. Кошман (1961), флора из отложений свиты аналогична комплексу из готерив-барремских отложений Бурейского угленосного бассейна.

Толща андезитов, андезито-дацитов, туфов, туфогенных пород (ΔK_1) включает разнообразные туфогенно-осадочные породы и вулканогенные образования преимущественно среднего состава, которые рассматривались как самостоятельные свиты (тащанская, джелиндаканская), части свит (нижняя часть разреза карауловской, поярковской свит) или в качестве ранних фаз становления полиформационных вулканогенных комплексов и соответствующих вулкано-структур раннего мела. В бассейне верхнего течения р. Сугам разрез выделяемой здесь джелиндаканской свиты (Л. Г. Васюткина, 1970) или нижней толщи карауловской свиты (А. Г. Кац, В. А. Бородин, 1969) делится на три пачки: нижняя (200—250 м) с конгломератами в основании представлена переслаиванием туфогенных песчаников, гравелитов, туфитов, углистых аргиллитов; средняя (200 м) — переслаиванием андезитов, андезито-дацитов, их туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов, а также туфитов и туфито-алевролитов; верхняя (300—400 м) представлена андезито-дацитами и андезитами с немногочисленными линзами туфов и мало мощными прослоями туфитов. В пределах вулкано-структур Бомнакской зоны, по данным В. Г. Сенкевича, Ю. С. Ляховкина, Ю. В. Кошкова и др. (1970—1975), рассматриваемые образования слагают нижнюю толщу и фиксируют ранние стадии формирования структур. В строении нижней толщи наиболее крупной (25×15 км) Таггской вулкано-структуры участвуют четыре пачки (снизу вверх): андезиты, дациты и их туфолавы (50 м); песчаники с прослоями и линзами алевролитов, конгломератов, туфов дацитов (100—200 м); туфы дацитов с единичными линзами песчаников, конгломератов и мало мощными потоками андезитов (100 м); андезиты, их туфы и туфолавы с прослоями песчаников и туфов дацитов (200—300 м).

Тащанская свита Умлекано-Огоджинской зоны характеризуется преобладанием вулканитов андезитового и андезито-базальтового состава над более кислыми разностями пород — андезито-дацитами и дацитами. В основании разреза нередко присутствуют вулканогенно-терригенные породы, а верх по разрезу возрастает роль лав и уменьшается степень их изменчивости. В соответствии с этим в бас. рек Меун, Таланни, Бурунда, Ниж. Мын в толще (до 100 м) выделяются три пачки: туфогенная, порфиритовая и андезитовая (А. А. Майборода

и др., 1969; Ю. И. Щербина, 1974). В западной части зоны свита имеет вулканогенный состав, нижняя пачка не выделяется, мощность 250—400 м. На левобережье Амура в районе сел Новониколенцевка и Новокресновка развиты вулканогенные образования нижней части поярковской свиты (А. П. Сорокин, 1980): пачка базальтов и их лавобрекчий (от 5 до 150 м). Восточнее нижние горизонты свиты вскрыты скважинами и представлены чередованием пластов базальтов, андезитов, андезито-базальтов и их лавобрекчий мощностью 5—10 м. Мощность вулканогенной пачки более 150 м. По химическому составу (см. табл. 6) эффузивы толщи сопоставляются с калиево-натриевой известково-щелочной группой Сан-Франциско, относящейся к слабому тихоокеанскому типу пород, по Ритману. Для вулканитов Центрально-Становой зоны отмечается несколько повышенная щелочность (за счет калия). Подчиненную роль играют вулканиты пониженной щелочности и повышенной известковистости, сопоставляемые с группой Лассен-Пик сильного тихоокеанского типа. Возраст толщи принимается баррем-атским достаточно условно. Толща несогласно залегает на готерив-барремских отложениях нагоринской, уганской, огоджинской свит, в ряде случаев перекрыта ранне-меловыми вулканогенными образованиями кислого состава и интродирована гранитоидами раннего—позднего мела. Растительные остатки, собранные из нижней, вулканогенно-терригенной части разреза Верхне-рутамеловой зоны: *Ctenis stanovensis* sp. n. Vachg., *Equisetites rugosus* Samul., *Cladophlebis sangarensis* Vachg. и др. Отпечатки *Dionites kotoi* и *Arthrolaopsis grandis* в туфах нижней части разреза тащанской свиты на востоке Умлекано-Огоджинской зоны также указывают, по мнению М. М. Кошман, на ранне-меловый возраст. Наконец, из аргиллитов нижней пачки тащанской свиты центральной части зоны П. Г. Данильченко определены отпечатки ранне-меловых рыб *Licoptera middendorffii* Müller.

Толща липаритов, липарито-дацитов, дацитов, туфов, туфогенных пород (ΔK_1) связана с ранне-меловыми эффузивами среднего состава и принимала участие в строении вулкано-структур. Распространение пород толщи ограничено Верхне-сугамским районом (Сугаминская структура), Бомнакским районом (Таггская, Улакская и другие структуры), западной частью Умлекано-Огоджинской зоны (Улунгинская и другие структуры). Рассматриваемые образования включают значительные объемы пород жерловой и субвулканической фаций. В Бомнакском районе, по данным Ю. В. Кошкова, Ю. С. Ляховкина и др. (1971, 1972), в пределах Таггской вулкано-структуры толща подразделяется на три части (снизу вверх): фельзиты с прослоями и линзами туфов, лавобрекчий, песчаников (200 м); туфы дацитов с прослоями песчаников, конгломератов, единичными мало мощными потоками андезитов (150 м); кластолавы липаритов с линзами туфов, песчаников, гравелитов, конгломератов (200—300 м). В пределах Улунгинской вулкано-структуры на правом берегу Зеи, по Ю. В. Кошкову и др. (1978), толща представлена липаритами, их туфами и игнимбритами, андезито-дацитами и дацитами, лавобрекчиями липарито-дацитов, а также туфитами. Образование жерловой и субвулканической фаций представлены гранит-порфирами, экстразивными липаритами, липарито-дацитами и кварцевыми порфирами, в меньшей степени гранодиорит-порфирами, кварцевыми диоритовыми порфирами. По химическому составу (см. табл. 6) эффузивы толщи относятся к известково-щелочному ряду и, несмотря на значительную дисперсию, обнаруживают связь с трендом слабого тихоокеанского типа, по Ритману, и палеотеллеритовую тенденцию, по Заварицкому. Возраст толщи принимается апт-альбским достаточно условно с учетом ее

геологической позиции. Из туфитов Улунгинской вулканической структуры М. М. Кошман определены папоротники *Copriopteris nuphragum*, *Cladophlebis tiguensis*, указывающие на раннемеловой возраст отложений. Толща андезитов-базальтов, андезитов ($\alpha\beta K_1$) рассматривается в качестве третьей фазы, завершающей формирование ряда вулканических структур раннего мела; распространена ограничено. В пределах Улакской структуры, по данным Ю. С. Ляховкина и др. (1973), она представлена покровами андезито-базальтов мощностью не более 50 м и микродиоритами жерловой фации. В пределах Талгурской структуры (Ю. В. Кошков и др., 1972) выделены породы жерловой и субвулканической фаций: лавобрекчии андезитов, оливковые андезиты-базальты, переходящие во внутренних частях тел в диоритовые порфириты. Формирование Улунгинской вулканической структуры, по данным Ю. В. Кошкова и др. (1978), также завершается основным вулканизмом. По химическому составу (см. табл. 6) андезито-базальты соответствуют известково-щелочной серии Лассен-Пик сильного типохеолитического типа, по Риттману. Они близки к высокоглиноземистым базальтам толеитового типа. Апт-альбский возраст толщи принимается достаточно условно, исходя из ее геологической позиции.

Филимонкинская свита (K_1f) протягивается в субширотном направлении вдоль хр. Соктахан главным образом под рыхлыми отложениями кайнозоя и представляет собой комплекс русловых и пойменных речных образований. По данным В. А. Баренко и др. (1973), для свиты характерно ритмичное строение. Наиболее полный разрез (в долине руч. Китайский) содержит 4 ритма с мощностями от 15 до 139 м, которые объединяют 40 и более мелких ритмов (с мощностями от первых метров до первых десятков метров), имеющих двух- и трехкомпонентное строение: (конгломераты) — песчанки — алевролиты, песчанки — алевролиты — бурый уголь. Контакты между ритмами четкие, внутри их постепенные. Преобладают (50 % объема) песчанки и пески, разнородные, средне-мелкозернистые, до алевроитовых. Алевролиты составляют 40—45 % объема свиты. Подчиненную роль играют конгломераты, объем которых возрастает в южном направлении. Наибольшая мощность, установленная по скважинам, около 350 м. Отложения свиты содержат отпечатки хвойных и папоротниковых растений, единичные отпечатки хвощевых и гинкговых. По определению М. М. Кошман, комплекс флоры в целом соответствует раннему мелу. Спорово-пыльцевой комплекс из рассматриваемых отложений, по определению П. И. Битюцкой, указывает на апт-альб. Можно предполагать, что филимонкинская свита моложе вулканитов (в том числе кислых) этого района, что позволяет датировать ее альбом или альб-сеноманом.

Континентальные отложения верхней части поярковской свиты вскрыты скважинами на Амуро-Зейском междуречье; представлены аргилитоподобными глинами, прослоями песчаников, гравелитов, режес туфов, известняков и углей (А. П. Сорокин, 1979, 1980). Разрез характеризуется ритмичностью. Преобладают двух-трехкомпонентные ритмы: конгломераты—песчанки, конгломераты—песчанки—глины мощностью от 7 до 50 м. Мощность свиты достигает 400—500 м. Возраст на основании определения флоры, по мнению М. М. Кошман, соответствует раннему мелу. Поскольку отложения поярковской свиты без видимого перерыва перекрываются поздне-меловой завитинской свитой, можно полагать, что их возраст соответствует концу раннего мела (апт—альб?).

Альбский ярус (K_{1al}) развит в верховьях рек Тонум и Ними, где они представлены конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчанками, содержащими мало мощные прослои мелкозернистых песчаников. Эта континентальная толща несогласно залегает на

отложениях Торомского пригеосинклинального прогиба, отмечая начало формирования орогенного яруса. По данным Д. С. Зайцева и др. (1971), мощность толщи достигает 900 м. Толща сопоставляется с тыльской свитой соседних районов, для которой по растительным остаткам принимается альбский возраст [48].

Нижний — верхний отделы

Толща андезитов, андезито-дацитов, дацитов, туфов, туфогенных пород (αK_{1-2}) развита в пределах Селитканской зоны и Преджугджурского прогиба. В западной части Селитканской зоны, по данным Г. В. Роганова, Д. Ф. Фомина и др. (1968, 1969), толща имеет двулучное строение. Нижняя часть (200—700 м) сложена измененными дацитами, их лавобрекчиями, туфами с базальным горизонтом туфоконгломератов, содержащих прослон (0,2—1 м) туфогравелитов, туфопесчаников, туфопалеволитов; в подчиненном количестве присутствуют измененные андезиты, андезито-дациты и их туфы. Верхняя часть (400—650 м) характеризуется преобладанием измененных андезитов над туфами, лавобрекчиями, туфогенно-осадочными породами, измененными дацитами и андезито-дацитами. В восточной части зоны, по данным Д. С. Зайцева, В. И. Анохина и др. (1971, 1974), в толще (900 м) преобладают андезиты, андезито-дациты и их туфы, роль лав, особенно андезитов, вверх по разрезу возрастает. Состав вулканических образований показан в табл. 6. Рассматриваемая толща развита также на левобережье р. Уда в бассейне среднего течения р. М. Сункан, где она, по-видимому, залегает на боковой свите (В. Ф. Сигов, 1974), а также на левобережье Селемджи к ЮЗ от г. Брюс. В восточной части Селитканской зоны из туфов определены (М. М. Кошман): *Sequoia fastigiata* — поздне-меловая форма и обрывки папоротника, указывающие на верхи нижнего мела (Д. С. Зайцев и др., 1971). Рассматриваемые образования в пределах Селитканской зоны залегают на альбских отложениях, перекрыты вулканитами и прорваны интрузиями поздне-мелового возраста.

Толща средних эффузивов западного фланга Преджугджурского прогиба (бас. рек Киранкан, Кирана, Адалякана, верховья Маймакана) по данным В. А. Гурьянова и др. (1982), также имеет в целом двулучное строение. Более ранними являются образования магейской свиты (200 м), сложенной преимущественно туфами андезитового, дацитового и андезито-дацитового состава, содержащими прослои и линзы игнимбриков дацитов. В основании свиты залегают туфоконгломераты и туфы с прослоями туфитов. Более молодая мотаринская свита, представленная нижней подсвитой (250—480 м), характеризуется преобладанием покровных фаций андезитов (80 %), андезито-базальтов, андезито-дацитов и подчиненной ролью туфов. Из магейской свиты изучены растительные остатки, указывающие, по заключению Е. Л. Лебедева, на нижний—средний альб. Толща перекрыта тунумской свитой турон-коньского возраста.

Верхний отдел

Поздне-меловые вулканические образования развиты в пределах структур северной части Баджало-Торомской орогенной зоны, где последовательно формируются вулканические толщи умеренно кислого, кислого и среднего состава. В наложенных впадинах Умлекано-Огод-жинской зоны в это время накапливается поздне-орогенная моласса (завитинская свита). Указанные образования в целом датируются в широком интервале сеномана—сенона. К маастрихт-данию относятся

цагаанская и палеогеновая свиты, связанные с началом формирования платформенного чехла.

Толща липарито-дацитов, дацитов, их туфов (ζK_2) развита в Селитканской и Соруканской зонах. В Селитканской зоне толща (850 м) представлена игнибридами липарито-дацитового состава, с которыми переслаиваются туфы липарито-дацитов. В Соруканской зоне на левобережье р. Сорукан основание толщи (100 м) представлено пачкой переслаивания туфов, туфобрекчий и игнибридов дацитового и липарито-дацитового состава, а средняя и верхняя части разреза (300 м) сложены кристаллоигнибридами того же состава и в меньшей степени туфами. Возраст толщи определяется тесной связью с подстилающими образованиями среднего состава (до взаимных перереходов) и перекрытием позднемереловой толщей эффузивов кислого состава.

Толща липаритов, липарито-дацитов, их туфов (λK_2) развита в пределах плутогенно-вулканогенных зон позднего мела Баджал-Горомской орогенной зоны и в Преддугдурском прогибе. По данным Д. С. Зайцева (1971), в восточной части Селитканской зоны толща делится на две части: нижнюю — собственно туфовую (до 700 м) и верхнюю — игнибритовую (до 600 м). Развитие пород нижней, существенно эксплозивной ассоциации приурочено к центрально-восточным частям двух крупных вулканогенных структур (кальдер), расположенных в верховьях рек Авкан, Коврижка и Инарагда, Соломи. Верхняя часть разреза развита по периферии вулканоструктур.

В пределах Соруканской зоны, по данным В. И. Анохина и др. (1974), толща подразделяется на три части: нижняя и верхняя представлены игнибридами, средняя имеет слонцовое строение, обусловленное чередованием пластов игнибридов, туфов, лав липаритового состава, а также алевропсаммитовых осадочных пород. На хр. Эзоп в разрезе преобладают туфогенные разности, на водоразделе рек Кунхо и Керби — лавовые, в верховьях рек Олганган, Олга, Харга нижние горизонты сложены в основном лавами и пирокластами умеренно кислого состава, выше по разрезу преобладают кислые вулканыты (Э. П. Хохлов, 1971).

В западной части Эзопско-Ям-Алинской зоны толща представлена измененными липаритами (кварцевыми порфирами), их лавобрекчиями; в основании иногда отмечаются (бас. р. Амакан) туфы, туфоконгломераты, туфопесчанники (Р. М. Тоноян, 1965). В западной части Селитканской зоны (район г. Максина), по данным Г. В. Роганова, Д. Ф. Фомина и др. (1968, 1969), для разреза толщи характерно преобладание фельзит-порфиров при подчиненной роли лавобрекчий, туфов кислого состава, а также измененных андезитов и андезитов. Мощность рассматриваемых образований колеблется в широких пределах: на востоке Селитканской зоны до 1300 м, на западе зоны до 350 м, на хр. Эзоп до 1250 м, на западе Эзопской зоны до 650 м. С вулканистами тесно ассоциируют образования жерловой и субвулканической фаций. По данным Д. С. Зайцева и др. (1971), в восточной части Селитканской зоны некие жерловой фации сложены фьяме-игнибридами, псевдофлюидальными игнибридами, автомагматическими брекчиями, прорваны телами флюидальных липаритов, а последние — крупнокрупными липаритами. Экструзивные купола (до $3,5 \times 1,5$ км) сложены липаритами, крупнокрупными куполами в центральной части и фельзитовыми на периферии. Субвулканические интрузии представляют собой крупные лакколитообразные тела, протяженностью до 20 км и более при ширине до 10—15 км. Сложены они массивными липаритами — порфировыми породами, степень раскристаллизации которых заметно возрастает от периферии к центру тел. По составу вул-

каны относятся к нормальному известково-щелочному типу пород умеренной калиево-натриевой щелочности с несколько повышенной известковатостью (см. табл. 6). Возраст толщи в хр. Эзоп определяется радиоэлементами данными (95 и 105 млн. лет) и присутствием в туфах спор и пыле пылевыми покрытосеменных: *Woodia* sp., *Quercus* sp., *Ulmus*, *Juglandaceae*, *Alnus* sp., *Betula* sp., *Salix* sp., характерных, по мнению А. И. Мячиной, для позднего мела. В туфах из вулканогенных образований восточной части Селитканской зоны определены остатки ископаемой флоры, которые, по мнению М. М. Кошман, указывают на поздний мел (от сеномана до дания).

На западном фланге Преддугдурского прогиба, по данным В. А. Гурьянова и др. (1982), толща кислого состава (тулумская свита) сложена игнибридами и туфами дацитов, липарито-дацитов и липаритов, содержит прослойки туфитов и туфопесчанников. Мощность 80—350 м. В тесной ассоциации с эффузивами находятся небольшие (до 5—6 км²) экструзии того же дацит-липаритового состава и крупные (до 80 км²) субвулканические интрузии. Субвулканические дациты, трахидациты, липарито-дациты, липариты слогают лополито- и лакколитообразные массивы, штоки, дайки, силлы. Ископаемая флора из слонцовых туфов тулумской свиты, по заключению Е. Л. Лебедева, указывает на тулон-коньякское время формирования толщи.

Толща андезитов, андезитов-дацитов, дацитов, их туфов (αK_2) имеет ограниченное развитие в западной части Селитканской зоны (район г. Максина) и на левобережье Селемджи (на правобережье р. Керя и в районе г. Брюс). Толща представлена измененными андезитами, андезитов-дацитами, их туфами и лавобрекчиями, подчиненное развитие имеют лавобрекчий дацитов, туфы и лавы кислого состава. Мощность толщи 400—700 м. Возраст определяется тем, что она залегает на кислых эффузивах позднего мела и прорвана интрузиями селитканского позднемерелового комплекса.

Завитинская свита вскрыта скважинами под отложениями маастрихт-даня и кайнозой в пределах Ушумунской впадины на площади около 200 км², сложена аргиллитоподобными глинами, разноразличными песчаниками, бурыми углями, алевроитами (А. П. Сорокин, 1979, 1980). Мощность до 100 м. Возраст свиты определяется по палеонтологическим и палинологическим данным как сеноман-сенонский. Пагаанская свита развита в пределах Ушумунской впадины под покровом рыхлых отложений, вскрыта скважинами, представлена песками, алевроитами, глинами. По данным А. П. Сорокина (1980), в центре впадины отмечается наиболее полный разрез свиты мощностью 85 м. Возраст отложений определяется по палинологическим данным. Пальпагинская свита развита в пределах Дутканской мезозойско-кайнозойской впадины под покровом рыхлых отложений, вскрыта буровыми скважинами в долинах руч. Бабушкина, Черной речки и р. Тулунгина (В. А. Барвенко и др., 1973). Свита сложена слабосцементированными песчаниками, алевролитами, песками, алевроитами, глинами и галечниками. Незначительным развитием пользуются бурые угли, образующие пласты мощностью от 0,2 до 1 м. Наибольшая вскрытая мощность составляет 317,4 м. Спорово-пыльцевые комплексы пальпагинской свиты, по мнению изучавших их Л. И. Лукашевой, А. Р. Боковой и А. И. Мячиной, типичны для времени формирования пагаанской свиты и указывают на маастрихт-датский возраст.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Кайнозой представлен исключительно континентальными образованиями и распространен в пределах двух крупных седиментационных структур: Амуро-Зейской и Верхнезейской депрессий. Наиболее пол-

от 1 до 3 м. Лишь на северной окраине Ушумунской впадины (бассейн р. Тыгда) в сазанковской свите преобладают каолиновые глины, образовавшиеся, по мнению К. П. Караванова, в результате размытия и перетолжения кор выветривания. Наиболее мощный разрез угленосного типа (95 м) описан К. П. Каравановым по долине р. Токовая. Мощность свиты на окраинах Ушумунской впадины снижается до 20—40 м. Позднемиоценовый возраст свиты определяется по палино- и макрофлорам (данные П. И. Битюцкой, М. В. Зива, А. М. Нарышкиной). К аналогичному заключению приходит И. Б. Мамонтова [52, 53]. В пределах Пиканской впадины в районе г. Зезя вскрыта скважиной толща плотных, иногда карбонатизированных глин, включающих слои (до 15 м) белых песков. Предположительная мощность толщи 175—200 м. Из верхов ее А. С. Короткевич определяет палинокомплекс, характерный для миоцена (среднего или верхнего?).

Темнильская свита верхнего миоцена (N_{1tm}) развита по всей площади Верхнезейской депрессии. В южной части она согласна и залегает на дутканской свите, к северу от нее с разрывом ложится на породы докайнозойского фундамента. На дневную поверхность темнильская свита выходит в западной части депрессии, на ее восточной и северо-восточной окраинах, а также в долинах рек Арги, Ижак, Уркан. Состав свиты почти повсеместно характеризуется преобладанием разнотерристых каолинсодержащих песков. Роль тонкообломочных и глинистых пород, иногда с маломощными пластами углей, возрастает лишь в южной части депрессии. Мощность свиты 90—180 м. Из темнинской свиты М. В. Зива, П. И. Битюцкой, Л. И. Лукашевой выделен спорово-пыльцевой комплекс, коррелируемый ими с палинокомплексом сазанковской свиты Амуро-Зейской депрессии, на основании чего свиты датируются поздним миоценом.

Плиоцен

Нижняя подсвита белогорской свиты (N_{2bl_1}) на большей части территории с разрывом залегает на разнотерристых более древних образованиях; лишь в участках наиболее устойчивого прогибания докайнозойского фундамента, приуроченных главным образом к юго-западной части Амуро-Зейской депрессии, она без видимого углового несогласия перекрывает сазанковскую свиту. Подсвита сложена плохо сортированными песчано-галечниковыми отложениями характерного желтовато-бурого цвета. В приамурской и призейской полосах Ушумунской впадины в составе ее преобладают ожелезненные крупнозернистые пески (мощность 35 м). Разрез той же мощности, но сложенный разнотерристыми, преимущественно среднезернистыми песками вскрыт в районе с. Мухино. В бассейне р. Быки (приток р. Мамы), по данным В. Ф. Зубкова, подсвита сложена в нижней части среднезернистыми песками с прослоями глин и алевроитов, в верхней — разнотерристыми, преимущественно крупнозернистыми гравелистыми песками. Мощность разреза 54 м. В верховье р. Торой подсвита представлена песчано-гравийными отложениями мощностью 60—80 м (данные Е. П. Караванова). Вблизи хр. Тукурингра—Соктахан нижняя подсвита (50 м) сложена аллювиально-пролювиальными валунистыми пестрого петрографического состава (гнейсы, сланцы, граниты, диориты, порфириды, кварц, кварциты, диабазы). К югу, в бассейне р. Умлекан, они замещаются песчано-галечными и песчаными отложениями при сокращении мощности последних до 25 м. С разных интервалов белогорской свиты М. В. Зива, А. И. Мячинной, Л. И. Лукашевой выделены спорово-пыльцевые комплексы, определяющие плиоценовый возраст нижней подсвиты и позднеплиоценовый — раннечетвертичный возраст верхней подсвиты.

ным является разрез Амуро-Зейской депрессии, включающий все отдели палеогеновой и неогеновой систем. Палеоцен (кивдинская свита) и эоцен (райчихинская свита) вскрыты скважинами, представлены глинами, алевроитами, мелкозернистыми песками. Кивдинская свита угленосна, имеет мощность до 60 м, согласно залегает на цагайской, с которой тесно связана и палеофлористически. Райчихинская свита залегает на кивдинской с перерывом; мощность ее до 50 м. В Верхнезейской депрессии преимущественным развитием пользуются неогеновые отложения и лишь в участках наибольшего погружения фундамента скважинами вскрыта предположительно олигоценовая толща (100 м) кварц-полевошпатовых песков с прослоями алевроитов и глин.

Мушинская свита олигоцен (P_{1m}) обнажена в краевых частях Ушумунской впадины, по данным скважин во внутренней части впадины залегает согласно на райчихинской. Свита сложена однородными глинисто-алевритовыми осадками светло-серого и желтоватосерого цвета, включающими линзообразные прослои кварц-полевошпатовых разнотерристых, преимущественно мелкозернистых песков и пласты бурого угля мощностью до 7 м. Характерны тонкослонистые глины монтмориллонит-каолиновые с примесью гидрослюда. Угли — темно-коричневые, почти черные с линзовидно-полосчатой или штриховатой текстурой, относятся к группе гумолитов. Мощность свиты не более 100 м. Возраст определяется по палинологическим данным (М. В. Зива, 1973; И. Б. Мамонтова, 1975, 1977).

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Миоцен

Бузулинская свита нижнего — среднего миоцена (N_{1bz}) выходит на поверхность в долинах рек Сиваки и Тыгда, без видимого углового несогласия залегает на мушинской свите и с разрывом — на более древних образованиях. По данным А. П. Сорокина (1973), свита сложена разнотерристыми песками, зеленоватыми алевролитами, глинами, углистыми глинами и бурыми углями. Эти отложения относятся к русловым, пойменным и озерно-болотным фациям, сочетания которых в разрезе резко меняются по площади. Наиболее характерный разрез (75 м) описан В. Ф. Зубковым на водоразделе левых притоков Селемджи—Альдикана и Уландочки. На бортах Ушумунской впадины в разрезе свиты существенно возрастает роль песков. В северной части ее преобладают глины с пластами бурых углей. Мощность свиты колеблется от 10 до 75 м. Ранне-среднемиоценовый возраст определяется по данным палинологических исследований М. В. Зива (1973), И. Б. Мамонтовой (1975, 1977), А. И. Мячинной, А. Р. Боковой. Возрастным аналогом бузулинской свиты в пределах Верхнезейской депрессии является дутканская свита, отложения которой вскрыты скважинами и представлены глинисто-алевритовыми осадками, содержащими пласты бурых углей. Свита согласно перекрывает олигоцен и имеет мощность от 45 до 300 м.

Сазанковская свита верхнего миоцена (N_{1sz}) широко развита в Амуро-Зейской депрессии, где обнажается по долинам многочисленных рек. В участках наибольшего погружения фундамента она без видимого несогласия залегает на бузулинской свите. Характерной особенностью является светло-серая, почти белая окраска пород, вызванная значительным содержанием в них каолинита. Свита сложена разнотерристыми, от мелко- до крупнозернистых, кварц-полевошпатовыми песками с прослоями и линзами галечников, гравелитов, алевролитов, глин. В приамурской полосе Ушумунской впадины и в северной ее части они включают до трех пластов лигнитов мощностью

Верхняя подсыта белогорской свиты ($N_2-Q_1b_2$) залегает согласно на нижней подсыте, занимая обширные водораздельные пространства в Амуро-Зейском и Зей-Селемджинском междуречьях. Подсыта сложена тонкообломочными и глинистыми породами озерного и пойменного типа: тонко- и мелкозернистыми хорошо отсортированными песками, преимущественно кварц-полевошпатовыми, и глинами. Наиболее мощный разрез (100 м) описан М. В. Сухинным в междуречье Имчикан—Быки. Существование глинистый состав подсыта имеет в районе ст. Ушумун, где мощность ее сокращается до 19 м. В южной части Амуро-Зейского междуречья (разрезы в районе пос. Ту, и на Тыгдинском угольном месторождении) песчанки и глинистые породы представлены в составе подсыты примерно поровну. В бас. р. Тыгда, в Зей-Умлеканском и Умлекан-Тыгдинском междуречьях преобладают мелкозернистые пески (с включениями мелкой гальки) с прослоями глин. Мощность верхнебелогорской подсыты в целом колеблется от 10 до 40 м, за исключением единичных локальных участков, где она достигает 100 м.

Аргинская свита (N_2-Q_1ar) Верхнезейской депрессии составляет плоские водоразделы р. Зей и ее крупных притоков [73]. На большей части площади она с размывом или без видимого углового несогласия залегает на верхнем миоцене; на северной окраине впадины перекрывает породы кристаллического фундамента. Свита сложена разнозернистыми песками, галечниками, гравийниками, алевроитами и глинами характерной ржаво-бурой окраски. Вблизи областей сноса преобладают плохо сортированные грубообломочные отложения аллювиального, в южной, преджагдинской, части пролювиального комплекса. По направлению к центральной части впадины они замещаются песчаными и песчано-галечными отложениями, включающими в верхней части выдержанный по laterali горизонт пластичных глин мощностью до 15 м. Наиболее мощный разрез (265 м) вскрыт скважиной в южной части впадины в верховье р. М. Бургалы. В северном направлении мощность постепенно сокращается и в Уркан-Ижакском междуречье не превышает 15 м. Возраст свиты определяется Л. И. Лукашовой, А. Р. Боковой, С. В. Колычевой и В. П. Шаровой, выделившими из нее несколько палинокомплексов, сходных по систематическому составу с таксомами белогорской свиты.

Базальты, их шлаки (N_2-Q_1) развиты в пределах Токинского Становика, где приурочены к понижениям рельефа и долинам рек Б. Оконон, Ток, Туксани, Авгенкур-Макит. В формировании покрова предполагается смена трещинных излияний вулканизмом центрального типа [14]. Вулканические аппараты (от 0,8 до 3—5 км в поперечнике) конусовидной формы сложены бурыми пористыми базальтами и шлаками. Количество вулканов около 20, площадь развития базальтового покрова около 200 км². Длина отдельных потоков превышает 20 км, относительная высота вулканов от 80 до 380 м [75]. Цепочки вулканических аппаратов трансформируют зоны разломов северо-западного, субширотного и субмеридиального простирания. Среди базальтов распространены щелочные разновидности: гавайиты, нефелиновые базальты, лимбургиты и др. Два этапа излияний фиксируются наличием межбазальтового горизонта, в строении которого участвуют (снизу вверх): шлаковые гравелиты (5,5 м), грубозернистые песчаники с глыбами базальтов (8 м), алевроиты (1,7 м), песчаники с крупными валунами (1,8 м), ленточные глины (1,5 м). Из нижней части горизонта определен средне-позднеплейстоценовый спорово-пыльцевой комплекс [75]. По другим данным, базальты ранних фаз излияния перекрывают раннеплейстоценовым аллювием [14].

Четвертичные отложения различных генетических типов (рис. 1) развиты практически повсеместно. Их распространение и мощность контролируются рельефом и отражают литолого-структурные особенности территории. Мощность отложений изменяется, во впадинах она местами превышает 100 м. Обоснование возраста часто затруднено, так как на ходки остатков фауны млекопитающих немногочисленны, а палинологические данные допускают различную интерпретацию в связи с отсутствием эталонных спорово-пыльцевых спектров. Правильное понимание палеогеографических условий формирования часто осложняется присутствием большого количества пылицы и спор, переотложенных из дочетвертичных отложений.

Нижнее звено

Аллювиальные отложения (aI) залегают на высоких террасах рек в горных районах. На крупных реках (Селемджа, Селиткан и др.) их высота достигает 80—100 м. Эти образования представлены преимущественно галечниками с валунами, гравием и песком. Мощность до 8—10 м. Возраст определяется с известной долей условности, исходя из их геоморфологического положения.

Среднее звено

Аллювиальные отложения (aII) залегают в горных районах на цоколях эрозионно-аккумулятивных террас высотой до 50—60 м (реки Зей, Селемджа и др.). Мощность отложений достигает 15—17 м. В большинстве случаев они представлены русловыми фациями (галечники, валуны), но встречаются образования пойменных фаций (пески, супеси, алевроиты). В пределах впадин аллювий террас представлен в основном песчаным материалом, нередко белесой окраски, переотложенным из кайнозойских рыхлых толщ. Ю. Ф. Чемяков и др. (1960) сообщают о находке в этих отложениях *Elerphas primigenius* раннего типа, что подтверждает их среднечетвертичный возраст.

Аллювиально-пролювиальные отложения (apII) составляют предгорный шлейф у северного подножья хр. Джагды. Это плохо сортированные валуно-галечные образования с песчано-глинистым заполнителем, очень плотные. Размер отдельных обломков достигает 20 см, крупность материала закономерно убывает в северном направлении. В гальке и валунах представлены породы, распространенные в хр. Джагды. Отложения залегают в виде плаща переменной мощности, погребая достаточно расчлененный рельеф. Набольшая мощность, наблюдавшаяся в естественном обнажении, составляет 15 м (правобережье р. Уркан). Рассматриваемые отложения перекрывают аргинскую свиту позднеплистоценового-раннечетвертичного возраста, а в долинах, врезанных в предгорный шлейф, развиты аллювиально-делювиальные отложения позднечетвертичного возраста, что позволяет рассматривать образование предгорного шлейфа как среднечетвертичные.

Среднее — верхнее звено

Аллювиальные отложения (aII—III) составляют террасы высотой 10—60 м и представлены галечником, гравием, разнозернистыми песками. Мощность до 10—12 м.

Аллювиальные отложения времени первых позднечетвертичных межледниковья и ледниковья (aIII₁₋₂) развиты на эрозионно-аккумулятивных террасах высотой 15—25 м. Представлены галечниками, песками, суглинками, торфом. Мощность до 10—15 м. Возраст определяется геоморфологическим положением.

Аллювиальные отложения времени вторых позднечетвертичных межледниковья и ледниковья (aIII₂₋₄) слагают аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные террасы высотой 10—15 м. Представлены галечниками, гравием, супесями и суглинками. Результаты радиоуглеродного датирования древесины и торфа из отложений 12—18 м террасы р. Тында, западные рассматриваемой территории, составляют 33 400 лет (МГУ-664). В этих отложениях были собраны остатки фауны насекомых, растительные остатки, а также изучены ископаемые пыльца и споры. Эти данные показывают, что во время формирования отложений природные условия существенно не отличались от современных [66].

Аллювиальные отложения (aIII) слагают в горных районах эрозионно-аккумулятивные террасы высотой до 20—25 м. Мощность аллювия на них достигает 10—12 м. Он представлен преимущественно валуно-галечными образованиями и песками. Во впадинах террасы имеют аккумулятивное строение. По данным И. И. Сей, в верхнем течении р. Зея терраса высотой 20—25 м сложена мелкозернистым глинистым песком и в меньшей степени галечником [73]. Значительную роль в составе аллювия играют тонкослоистые илы и глины, содержащие погребенные торфяники, остатки древесной растительности, а также ледяного льда. Возраст отложений определяется геоморфологическим положением слогаемых ими террас и находками остатков фауны млекопитающих: *Elephas primigenius* Blum., *Equus* sp., *Bison* sp. (Bos. sp.?) [80].

Аллювиально-делювиальные отложения (adIII) слагают аккумулятивную часть скульптурно-аккумулятивных наклонных террас («террасу валов») левых притоков р. Зея в Верхнезейской депрессии, а также многих долин Амурской-Зейской депрессии. Представлены песчано-галечным материалом; большую роль играют также суглинки, илы и глины. Мощность отложений достигает 13 м. Возраст определяется как их геоморфологическим положением (они залегают на склонах долин, врезанных в отложения среднечетвертичного возраста), так и находками остатков фауны млекопитающих — *Bison priscus* Boj., *Mammuthus primigenius* Blum. [16].

Озерно-аллювиальные отложения (laIII) узкой полосой обрамляют берега оз. Б. Токо. Представлены песками, иногда глинистыми с рассеянной галькой.

Ледниковые отложения (gIII) приурочены к высокогорным районам с абс. выс. 2000—2500 м (хребты Токнинский Становик, Ям-Алинь, Эзоп и др.). Они представлены фациями конечных морен, осевой морены и абляционной морены. Конечные морены распространены незначительно; сложены валуно-глыбовым материалом со щебнем и древесью, со значительной примесью глинистых частиц. Мощность достигает 20—25 м. Основная морена представляет собой маломощный прерывистый пласт суглинистых отложений с глыбами и щебнем, выстилающий дно и нижнюю часть склонов ледниковых долин. Наибольшим распространением пользуются абляционные морены, образовавшиеся при распаде и таянии крупных ледников. Они слагают аккумулятивный холмистый рельеф (южная часть Токнинской впадины), образуют отдельные массивы, прислоненные к склонам долин, и представ-

лены относительно хорошо окатанным валуно-галечным материалом с линзами и прослоями хорошо сортированного гравия и песка. Мощность абляционной морены достигает 50—60 м. Находки органических остатков в ледниковых отложениях не отмечались, за исключением пыльца и спор. Последние принадлежат растениям и в настоящее время произрастающим в этом районе и указывают на климат, сходный с современным или несколько более суровый. О позднечетвертичном возрасте ледниковых образований свидетельствует свежесть и сохранность слогаемого ими аккумулятивного рельефа. В них вложены лишь пойменные террасы голоценового возраста. Поскольку достоверно установленные межледниковые отложения не были обнаружены, а также в связи с тем, что отсутствуют объективные критерии, которые позволили бы расчленивать ледниковые образования на разновозрастные генерации [33], представляется целесообразным отнести все наблюдаемые ледниковые отложения к верхнему звену без расчленения на горизонты.

Флювиогляциальные отложения (III) образовались под действием талых ледниковых вод и слагают аккумулятивные террасы в долинах, подвергавшихся четвертичному оледенению. Они представлены галечниками, иногда с валунами. Мощность 20—25 м.

Верхнее — современное звено

Аллювиальные отложения (aIII—IV) слагают террасы высотой до 10 м; представлены галечниками, песками, суглинками и торфом. Возраст определяется геоморфологическим положением.

Аллювиально-пролювиальные отложения (apIII—IV) имеют широкое развитие в юго-восточной части Верхнезейской депрессии, а также наблюдаются в Удской впадине в месте выхода в нее некоторых долин (реки Сяндя, Карьялак). Представлены гравийно-галечным материалом с песчаным заполнителем. В его составе присутствуют породы, развитые в хр. Джагды. Характерна свежесть отложений, отсутствие следов выветривания. Мощность точно не установлена. По данным В. А. Барвенко, в нижнем течении р. Нёл скважина глубиной 15 м не достигла подошвы этих отложений. Возраст устанавливается по их геоморфологическому положению: они слагают предгорную наклонную равнину, по которой блуждают неумоющие постоянного русла реки. Формирование этих отложений продолжается и в настоящее время.

Аллювиально-делювиальные отложения (adIII—IV) слагают тальвеги и нижнюю часть склонов небольших долин первого и второго порядка. Обычно на заболоченном дне таких долин нет четко выраженного русла, и сток имеет рассеянный характер. Отложения представлены разнородными глинистыми песками со слабо окатанной галькой, оторфованными супесями и включают большое количество растительных остатков. Их мощность составляет не менее нескольких метров.

Современное звено

Аллювиальные отложения представлены осадками высоких пойменных террас, низких пойменных террас, а также нерасчлененными образованиями.

Отложения высоких пойменных террас (a₁IV), на крупных реках до 7—8 м, снизу вверх разделяются на русловую (галечники с валунами, гравий) и пойменную (пески, алевроиты) фации. Для первой характерно присутствие значительного количества растительных остатков (прослойки аллохтонного торфа, обломки древесины). Отложения низких пойменных террас (a₂IV), на круп-

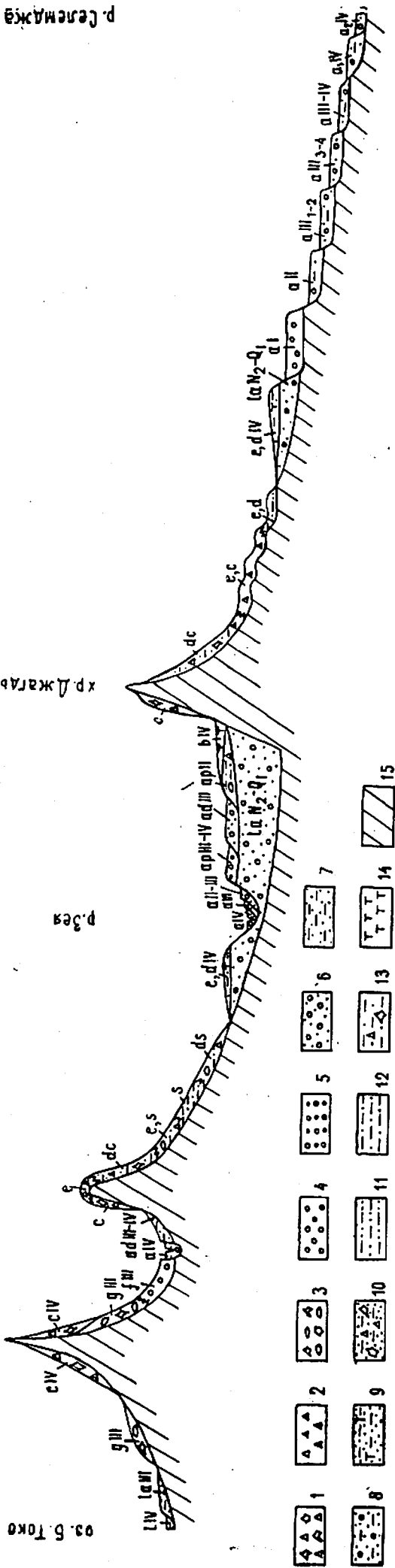


Рис. 1. Схема взаимоотношений четвертичных отложений.

— глыбы, щебень; 2 — щебень, дробь; 3 — валуны, глыбы; 4 — галечники; 5 — гравий и галечники; 6 — песок с галькой; 7 — глинистые пески; 8 — пески, галечники, глины; 9 — глинистые пес-

ки, торф; 10 — глинистые пески с глыбами и щебнем; 11 — супеси; 12 — суглинки; 13 — валуны, щебень, суглинки; 14 — торф; 15 — дочетвертные породы.

ных реках до 3—4 м, представлены современными русловым аллювием (галечники, валуны). Своеобразной фацией руслового аллювия являются заломы — скопления древесных стволов, образовавшиеся во время паводков.

Нерасчлененные отложения (aIV) слагают пойменные террасы различной высоты. Разрезы террас имеют двучленное строение: нижняя часть (русловая фация) — галечники с валунами, гравием и разнозернистым песком; верхняя часть (пойменная фация) — пески, алевроиты, торф, растительные остатки. В горных районах в небольших долинах пойменная фация нередко редуцирована, преобладает русловая.

Озерные отложения (IV) распространены на пляжах крупных озер (Б. Токо, Бокон). Они представлены глинистым песком с гравием и галькой, местами с отдельными валунами.

Селевые отложения слагают конусы выноса в устьях небольших долин при их выходе в более крупную долину и встречаются в горных районах; имеют грубый состав (глыбы до нескольких метров в поперечнике, щебень, древесина, разнозернистый песок) и отличаются слабой сортировкой. Мощность 10—15 м, площадь распространения незначительна.

Биогенные отложения (bIV) представлены торфяно-болотными образованиями, развитыми в Огоронской впадине и на заболоченных водоразделах в Амуро-Зейской депрессии. По данным И. К. Мишариной (1978), это илы и торф мощностью до 1,4 м. Торф разной степени разложения, иногда с включением обуглившихся растительных остатков; отмечаются прослойки загнившего суглинка.

Элювиальные и делювиальные отложения (e, dIV) покрывают водоразделы и пологие склоны в Верхнейской и Амуро-Зейской депрессиях. Представлены глинистыми песками, песчанистыми суглинками общей мощностью до 5—6 м.

Коллювиальные отложения (cIV) наблюдаются на очень крутых (30° и более) склонах на абс. выс. 1800—2300 м. Это глыбовые и щебневые осыпи. Для них характерна высокая подвижность. Мощность составляет 1—2 м. Во многих случаях они покрывают склоны ледниковых долин и каров, освободившихся ото льда последнего оледенения, что доказывает их послеледниковый возраст.

Лавинные отложения имеют очень ограниченное распространение и встречаются в высокогорных районах (хребты Становой, Ям-Алинь). Они представляют собой материал, увлекаемый снежной лавиной во время ее схода и отложенный у подножья склона, где он сохраняется и после таяния снега. Поскольку места схода лавин обычно постоянны, постепенно формируется лавинный конус. По наблюдениям в долине р. М. Туксани лавинные конуса сложены глыбово-щебнистым материалом с древесой и включают значительное количество растительных остатков, вплоть до стволов деревьев толщиной до 20—25 см. Местами древесные стволы образуют отдельные скопления (завалы). Во время летних дождей лавинные отложения подвергаются частичному размыву и переотложению. Мощность отложений может достигать нескольких метров, а размеры лавинных конусов — нескольких сотен метров в поперечнике.

Четвертичные отложения нерасчлененные

Элювиальные образования (e) развиты на различном субстрате, преимущественно на уплощенных вершинах и водоразделах. Элювий представлен глыбами, щебнем и древесой. Его характерной особенностью является отсутствие следов какой-либо обработки. Мощность отложений не превышает нескольких метров. Иногда в условиях холмистого и увалистого рельефа элювиальные отложения развиты в

тесном сочетании с коллювиальными. В таких случаях они показаны на карте совместно (e, c).

Элювиальные и делювиальные отложения (e, d) занимают довольно значительные площади в Удской и Амуро-Зейской впадинах. Они формируются за счет подстилающих пород под действием целого ряда процессов, из которых наибольшее значение имеет делювиальный смыв. Отложения представлены супесями и песчанистыми суглинками, включающими щебень и древесу подстилающих пород. Мощность не превышает нескольких метров.

Элювиальные и солифлюкционные отложения (e, s) распространены в виде сплошного плаща в районах развития вулканического и волнистого денудационного рельефа (Верхнезейская, Удская и Амуро-Зейская впадины). Они образуются за счет подстилающих пород и испытывают смещение под действием комплекса процессов, из которых ведущим является солифлюкция. Отложения представлены щебнем и древесой, погруженными в тяжелый вязкий суглинок. Иногда в их составе встречаются более крупные обломки (до 1 м). Мощность отложений 1—2 м.

Солифлюкционные отложения (s) покрывают очень пологие (2—3°) склоны. Представлены суглинками, включающими древесу и щебень. Для участков их развития характерен своеобразный бугристый микрорельеф. Они заболочены, растущие на них деревья угнетены и искривлены («пьяный лес»). Местами наблюдаются разрывы дернины, из которых в теплое время года изливается насыщенный водой грунт (плывун). Мощность отложений составляет несколько метров, возрастающая в нижней части склона.

Делювиально-солифлюкционные отложения (ds) приурочены к пологим (до 10—12°) заболоченным склонам. Представлены суглинками и песчанистыми суглинками с древесой, щебнем и отдельными более крупными обломками (до 1,5—2,0 м), а в местах развития гранитондов — глинистым хрящеватым песком. Главными процессами, формирующими делювиально-солифлюкционные отложения, являются течение переувлажненного грунта и делювиальный смыв. О солифлюкционном течении свидетельствуют характерный бугристый микрорельеф поверхности, «пьяный лес», разрывы дернины, сквозь которые изливается разжиженный грунт. О делювиальном смыве говорит существование систем понижений и западин глубиной до нескольких десятков сантиметров, по которым идет сток (делли). Мощность отложений от нескольких метров до 10—12 м.

Делювиально-коллювиальные отложения (dc) имеют широкое распространение, сплошным плащом покрывая умеренно крутые (10—20°) склоны гор и возвышенностей, в большинстве случаев закрепленные растительностью. В составе отложений преобладают (до 70—75 %) щебень и более крупные обломки (до 1,5—2,0 м), почти не несущие следов обработки. Промежутки между обломками заполнены разнозернистым глинистым песком с древесой, который концентрируется обычно в нижних горизонтах отложений, будучи вынесен из верхних. Как показали наблюдения в долине р. Нуям, мощность отложенных составляет около 2 м. Вниз по разрезу крупность обломков возрастает постепенно, без резкой границы и отложения переходят в «разборную скалу».

Коллювиальные отложения (c) покрывают склоны крутизной 20—25° и развиты преимущественно в глубоких врезанных речных долинах. Это глыбовые осыпи. Размер обломков зависит от литологии пород, наиболее крупные наблюдаются обычно на гранитах и гранодиоритах. Мощность отложений не более 2—3 м. Четвертичные породы с участками коллювия развиты на узких гребневидных водоразделах, на останковых горах в Верхнезейской и Амуро-Зейской депрессиях, по долинам рек.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среди интрузивных образований широко развиты гранитоиды, представленные разнотипными ассоциациями пород, формирующими разнообразие по своему строению комплексы: гнейсо-гранитные катаны (раннедокембрийские), преимущественно мезозональные различны по возрасту, связанные с развитием плутогенных зон и характеризующиеся преобладанием пород одной, главной фазы гранитового или гранодиоритового состава (тырмо-бурейский, кивелийский, позднестеновой, токсско-алгоминский, тындиско-бакарский и др.), и мезо-эпизональные контростры по составу многофазные комплексы позднего мезозоя, формирование которых связано со структурами плутогенно-вулканогенного ряда (ираканский, селитканский, джугджурский, эзопский). Довольно широко представлены интрузии гипербазит-базитового ряда: метабазитовые комплексы докембрия (типа майско-джаннинского), интрузии базит-гипербазитового состава различной формационной принадлежности (лучинский, гаринский комплексы), габброиды ранних стадий формирования габбро-гранитных серий или комплексов, главным образом плутогенных зон (пиканский комплекс), и анортозиты раннего архея. Существенную роль, особенно в металлогеническом отношении, играют разнообразие малые интрузии, связанные в основном с формированием плутогенно-вулканогенных зон позднего мезозоя.

РАНЕАРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Пироксениты, перидотиты, дуниты метаморфизованные (σ AR₁) образуют небольшие согласные линзовидные, пластчатые, нередко будничные тела, дислоцированные и метаморфизованные совместно с вмещающими стратифицированными образованиями раннего архея. Протяженность тел — первые сотни метров, редко больше, мощность — первые десятки метров. Контакты с вмещающими породами четкие, реже наблюдаются переходные зоны амфиболитов, горбленитов, гранатовых амфиболитов. Породы массивные, средне- или крупнозернистые, темно-зеленые, буроватые, почти черные. Пироксениты амфиболитизированы. Присутствуют троктолиты (содержат плагиоклаз до 40%), оливковые нориты. Рудные минералы иногда образуют заметные скопления. При регрессивном метаморфизме породы переходят в амфиболиты, слюдиты, скарны. Наиболее древний возраст ультрабазитов обосновывается присутствием их ксенолитов в метабазитах и прорыванием гранитами раннего архея.

Габбро-амфиболиты, габбро, пироксениты (ν AR₁) наиболее широко развиты в бас. рек Кун-Мань, Джана, Киракан на востоке территории, где слагают крупные дифференцированные массивы или многочисленные согласные, реже секущие тела (майско-джаннин-

ский комплекс). Кун-Маньский массив представляет собой сложную построенную интрузию (около 900 км²), состоящую из серии обильных крупных и мелких тел, содержащих многочисленные ксенолиты вмещающих метаморфических пород раннего архея. В экоконтактной зоне массива наблюдаются многочисленные пластчатые интрузии габброидов, локализованные в зонах дробления и расслаивания, совпадающих со слонистостью метаморфических толщ. Для массива характерна первичная расслоенность по степени меланократовости, широко проявлена метаморфическая дифференциация, связанная с послонной амфиболитизацией габброидов. Наиболее распространены габбро-амфиболиты, для состава которых характерно приблизительно равенство лейкократовой и меланократовой составляющих; неизмененные габбро редки. В центральных частях крупных тел развиты габбро-анортозиты. Жильный комплекс представлен пироксенитами, перидотитами, габбро-пегматитами. Возраст метабазитов определяется их конкордантностью, прорыванием анортозитами и гранитами раннего архея. Возраст, определенный свинец-свинцовым и уран-свинцовым методами, составляет 3,7—4,1 млрд. лет (В. А. Гурьянов и др., 1982).

Анортозиты, габбро-анортозиты, габбро-нориты (ϕ AR₁) развиты в восточной части территории, в пределах выступов фундамента стенов, где они слагают крупные массивы (древнеджугджурский комплекс), а также в бас. рек Галам и Шевли (баладский комплекс). Массивы древнеджугджурского комплекса характеризуются неоднородно-зональным и пятнисто-полосчатым строением, преобладанием в их составе анортозитов (70% объема, подчиненную роль играют габбро-анортозиты — 25%, а также габбро, ультрабазиты, рудные габбро и пироксениты — 5%) [54, 55]. Контакты тел в целом согласны со структурой вмещающих образований и нередко распылены в связи с проявлением процессов анортозитизации. Габбро-анортозиты тяготеют к краевым частям тел. Габбро, нориты, пироксениты слагают шпиль в габбро-анортозитах или небольшие тела, пересеченные жилами анортозитов. Рудные габбро и пироксениты (с титаномангнетитом) слагают тела мощностью до 150 м или развиваются на контакте с вмещающими анортозитами пироксен-плагиоклазовыми кристаллоосланцами. Возраст анортозитов определяется прорыванием метабазитов и раннеархейской гранитизацией. Радиологический возраст составляет 2,2—3,3 млрд. лет [55]. В строении сложно дислоцированной интрузии баладского комплекса принимают участие три зоны, ориентированные согласно с общим направлением удлинения Баладского выступа: 1) измененных анортозитов и габбро-анортозитов (северо-западный край на северо-западном фланге породы массивные, на юго-восточном полосчатые); 2) габбро и габбро-норитов (ширина зоны 3—6 км, тых габбро и вдоль юго-восточного края блока. Переходы между зонами и типами пород постепенные. Характерны вторичные изменения — амфиболитизация, эпидотизация темноцветных, соскоритизация плагиоклаза. Возраст баладского комплекса принимается раннеархейским условно из сопоставления с древнеджугджурским и по геологическим соотношениям. В бас. руч. Сородо эти образования перекрыты средним девоном (Ф. С. Фролов, 1965).

Граниты биотитовые, амфибол-биотитовые, гипертеновые, гнейсо-граниты, лейкократовые граниты, аляскисты (ν AR₁) распространены среди архейских метаморфических образований, слагают «многоэтажные» пластчатые тела, не имеющие четких границ, тонкие послонные инъекции и реже небольшие секущие жилы. Мощность отдельных пластчатых тел от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров. Интрузии соскладчатые, генезис гранитоидов существенно палингено-метасоматический, а их состав

связан с составом вмещающих пород: биотитовые граниты обычно среди биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов, роговообманковые граниты — среди пироксен и амфиболсодержащих пород, гиперстеновые граниты (чарнокитонды) — среди гиперстеновых кристаллосланцев, анортозитов, габброидов. Чарнокитонды наибольшим распространением пользуются в бас. р. Сулам, в верховьях Кулури, Май Половинной, а также в пределах Токского выступа фундамента становид. Это разнотермические до пегматитовых породы массивного и гнейсовидного строения. Состав их варьирует от кварцевых диоритов до гранитов. Биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и гнейсо-граниты наиболее широко развиты в бас. р. Идум. Это розоватые, светлого-серые породы с гнейсовидной текстурой в краевых частях тел и массивной в центральных. Их состав изменяется от периферии к центру от мезократового до лейкократового и аляскинского. Для лейкогранитов и аляскинских характерен голубоватый кварц. Граниты прорывают чарнокиты или связаны с ними постепенными переходами. Аляскинские граниты — розовые (мясо-красные), розовато-серые и белые породы, среднезернистые до пегматитовых, массивные. Они слагают наиболее молодые согласные и секущие жильные тела, а также центральные части гранитных массивов. Широко проявлены мигматизация, щелочно-кремниевый метасоматоз. С чарнокитизацией связано образование высокотемпературных метасоматитов (в том числе сапфиринсодержащих). В тесной ассоциации с анортозитами развиты мангерит-гранитовые анатектондо-метасоматические породы «марайского» типа. Они слагают конкордантные тела неоднородного строения с широчайшим диапазоном изменения состава: от эндробитов до аляскинских и микролититов — часто на расстоянии всего нескольких метров [55]. Возраст гранитондов определяется тесной структурно-вещественной связью с раннеархейскими образованиями, наложением на них процессов поздней архейской тектоно-магматической переработки. Радиологический возраст чарнокитондов достигает 3,2 млрд. лет.

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Габбро, габбро-амфиболиты, габбро-нориты, габбро-сиениты, пироксениты (γ AR₂) развиты в пределах Становой складчатой системы, главным образом в связи с выступами раннеархейского основания. В Брятинском выступе и его обрамлении габброиды слагают мелкие конкордантные тела и массивы пластообразной, плитообразной, лополитообразной формы. В сравнительно детально изученных Утугейском и Лучинском массивах (И. М. Фердман и др., 1973; С. Т. Шитин, 1970; Р. А. Октябрьский и др., 1978) преобладают габбро, габбро-амфиболиты и их рассланцованные полосчатые разновидности. Подчиненную роль играют габбро-нориты, оливинные габбро, пироксениты. Ультраосновные породы (вебстериты, оливинные пироксениты, горнблендиты) слагают маломощные шпалы, полосы (0,1—1 м) или более крупные линзовидные тела. Габброиды — средне-крупнозернистые диопсид-роговообманковые, грубополосчатые, массивные или гнейсовидные; амфиболиты и габбро-амфиболиты — мелко-среднезернистые ясно выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Характерным является повышенное содержание апатита в габброидах (до 2,6 %) и пироксенитах (до 2,2 %). Апатит ассоциирует с ильменитом и магнетитом. Обогащенные апатитом породы слагают прослой, линзы и полосы. В пределах Джунгурского блока габброиды слагают штоки и дайки среди анортозитов. В наиболее изученном Оломском дифференцированном массиве преобладают габбро, габбро-сиениты и габбро-анортозиты, реже наблюдаются сиениты, рудные габбро и пироксениты [2, 41]. Отмечается чередова-

ние пород при мощности «слоев» от первых до нескольких сотен метров. Оруденение (апатит, ильменит, магнетит) приурочено к краевым частям тел габбро-сиенитов. Абсолютный возраст габброидов Джунгурского района составляет около 1,6 млрд. лет. Выказывается мнение о тесной связи их с гранитоидами улуканского комплекса раннего протерозоя [76]. Апатитовые базиты Брятинского блока испытывали гранитизацию, мигматизированы древнестановыми гранитами позднего архея и прорваны раннепротерозойскими интрузиями никеленосных базитов и гранитондов.

Таблица 7

Средний химический состав докембрийских гранитондов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	51,56	58,72	66,47	70,34	73,73	73,73	69,55	74,39	69,16	70,13	73,61	75,76	71,04
TiO ₂	1,40	0,88	0,63	0,24	0,07	0,05	0,25	0,05	0,31	0,42	0,24	0,13	0,42
Al ₂ O ₃	19,49	17,88	16,44	15,96	14,83	14,33	16,44	14,13	16,21	15,23	13,33	12,67	13,84
Fe ₂ O ₃	3,18	2,06	1,22	0,45	0,44	0,34	0,75	0,40	0,64	0,48	0,55	0,65	0,67
FeO	5,26	3,72	1,75	1,15	0,67	0,61	0,96	0,45	1,61	2,63	1,29	0,91	3,02
MnO	0,11	0,09	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05	0,04	0,02	0,05
MgO	3,78	3,05	1,36	0,84	0,38	0,33	0,69	0,29	0,64	0,74	0,33	0,28	0,66
CaO	6,99	5,49	3,30	2,44	1,55	1,47	1,95	1,13	1,86	2,25	1,33	0,86	1,48
Na ₂ O	4,81	4,86	4,89	5,69	5,31	4,99	4,63	4,54	4,62	3,36	3,55	3,47	3,12
K ₂ O	1,45	2,44	2,90	1,88	2,23	3,74	3,42	3,68	4,13	4,39	4,96	4,97	5,14
P ₂ O ₅	0,28	0,14	0,07	0,03	0,02	0,02	0,06	0,01	0,19	0,10	0,05	0,02	0,10
Число анализов	4	18	11	5	10	4	9	4	10	8	6	8	3

Примечание. 1—6 — подмерзевые гранитонды (1—3 — токсидо-алюминий комплекс, 4 и 5 — граниты и лейкограниты восточной части Становой области, 6 — таксидо-алюминий комплекс); 7—9 — граниты и лейкограниты восточной части Становой области (7 и 8 — граниты и лейкограниты Джунгурского типа, 9 — микритические граниты — граносиениты); 10—13 — поданортозитовые гранитонды (10—12 — ильменитовый комплекс Намангского блока, 13 — то же, Турганского блока).

Диориты и кварцевые диориты (δAR₂), гранодиориты (γδAR₂), биотит-роговообманковые, гнейсовидные развиты в пределах Становой складчатой системы, особенно в ее восточной части (токсидо-алюминий комплекс), образуя крупные (до 100 км² и более) массивы, субсогласные со структурой вмещающих гнейсов, а также многочисленными пластовыми телами и жилами. Контакты с гнейсами обычно четкие. Между диоритами (более ранними) и гранодиоритами отмечаются рвущие соотношения, а также постепенные переходы. Породы зеленатово-серые до темно-серых, среднезернистые, реже мелко- и крупнозернистые, во внутренних частях тел массивные, нередко порфировидные (порфириобластические?). Характерно высокое (до 4—5 %) содержание акцессорных минералов: сфена, апатита, рудного, циркона и ортита, а также вторичного эпидота (до 6—10 %). По химическому составу (табл. 7) породы относятся к щелочноземельному ряду повышенной за счет натрия щелочности. Взаимоотношение токсидо-алюминийского комплекса с позднеархейскими гранитами изучено недостаточно. Наряду с более обычными прорыванием и мигматизацией их гранитами отмечаются и постепенные переходы с гнейсо-гранитами древнестанового типа (Г. С. Болтенков и др., 1965; В. А. Барвенко и др., 1978).

Плагииграниты и граниты биотитовые, амфибол-биотитовые, гнейсовидные и массивные (γAR₂) в пределах Становой системы слагают конкордантные массивы неоднородного строения, многочисленные пластовые тела, ореолы мигматизации и гранитизации, а также жилы. В массивах обычно скарпаны гранитизиро-

ванных кристаллических пород раннего докембрия, контакты с вмещающими породами проводятся условно по преобладанию мигматизирующих гранито-гнейсов. Обычны послонные и теневые мигматиты. Наиболее распространены мелко- или среднезернистые граниты, тонкогнейсовидные, прерывисто-полосчатые, серого, белого, желтоватого цвета. Во внутренних частях крупных массивов отмечается развитие почти массивных средне-крупнозернистых гранитов, в том числе порфировидных (вкрапленники микроклина до 4 см). Для минерального состава гранитов характерно преобладание плагиоклаза над калишпатам (микроклином), а для химического состава — повышенное количество полевошпатов извести и щелочей (за счет натрия), преобладание натрия над калием (см. табл. 7). С гранитами связаны пегматитовые жилы с биотитом. Рассматриваемые граниты характеризуются разнообразием условий залегания и, возможно, включают разновозрастные, но взаимосвязанные образования. Можно предполагать, что палингено-метасоматические гранитоиды древнеостанового облика близки по возрасту токсско-алюминским, а реоморфически-интрузивные граниты мигматитопутонов и конкордантных массивов — более молодые. Не исключена также ремобилизация гранитов в раннепротерозойское время.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Габбро, троктолиты, дуниты, перидотиты, пироксениты (γ PR₁) гипербазит-габбро-норитовой формации (лучинский комплекс) развиты в бас. верхнего течения р. Брянта, участвуя в строении Лучинского и Ильдеусского массивов расслоенного типа [90]. В Лучинском массиве выделяются три горизонта (снизу вверх): I — дуниты, перидотиты, оливковые габбро, пироксениты; II — переслаивающиеся оливковые габбро и троктолиты; III — пегматонидные оливковые пироксеновые габбро. Во II горизонте (мощность 1600 м) выделено четыре слоя (снизу вверх): 1 — среднезернистые и крупнозернистые массивные и грубополосчатые троктолиты и мезо-меланократовые оливковые габбро в чередовании; 2 — мелко-среднезернистые оливковые габбро и троктолиты полосчатой текстуры; 3 — средне-крупнозернистые мезо-лейкократовые троктолиты, перемежающиеся с оливковыми, пироксен-оливковыми и оливин-пироксеновыми габбро, присутствующими в линзах крупнозернистых лейкократовых троктолитов, переходящих в лабродориты; 4 — мезо-лейкократовые существенно пироксеновые габбро, полосчатые (И. М. Фердман и др., 1973). Нижнему горизонту Лучинского массива соответствует по составу Ильдеусский массив. Поздняя фаза комплекса представлена мелкими телами, жилами и дайками оливковых пироксенитов, меланократовых троктолитов, мелкозернистых амфиболовых габбро, габбро-диабазов, габбро-пегматитов. По химическому составу лучинские габброиды отличаются от средних, по Дзели, и от вмещающих позднеархейских габбро-амфиболитов более высокой магнетальностью и глиноземистостью, пониженным содержанием титана, железа и щелочей. Для комплекса характерно повышенное содержание никеля. Возраст интрузий определяется их дискордантным положением среди позднеархейских образований и прорыванием мелкими телами раннепротерозойских гранитов.

Габбро, габбро-амфиболиты (γ PR₂) габброидной и метабазальной формаций имеют ограниченное развитие в пределах Становой системы, сопредельных структур Алданской области, а также на Бурейском массиве (тукурингский, древнеамурский комплексы). Габброиды тукурингского комплекса слагают резко удлиненные тела, приуроченные к раннепротерозойским шовным зонам Становой системы. В западной части Туранского блока Бурейского массива рассматриваемые образования слагают небольшие (до 35 км²) тела, приуро-

ченные к зонам разломов. Породы в различной степени рассланцованы, катаклазированы, подверглись зеленокаменному изменению. В центральной части Мамынского блока развиты габбро-амфиболиты, приуроченные к приразломному выходу раннепротерозойских метаморфических пород (Ю. П. Змиевский и др., 1977). Массивы габбро-амфиболитов имеют пластовую, линзовидную форму, залегают согласно со структурой вмещающих пород раннего протерозоя. Химический состав габбро-амфиболитов характеризуется высоким (до 4 % и более) содержанием натрия при резко пониженном содержании калия (0,5 % и меньше). Возраст габброидов древнеамурского комплекса определяется тесной связью с метаморфическими образованиями раннего протерозоя и перекрытием отложениями позднего протерозоя.

Граниты, плагиограниты, лейкократовые и субщелочные граниты (γ PR₃), гранодиориты (γ PR₄), диориты (γ PR₅) развиты в пределах Алдано-Становой цита (позднеостановый комплекс и его аналоги, мугитинские, улканские гранитоиды), Гонжинского (тукурингский комплекс) и Баладского (тохиканский комплекс) выступов Амуро-Охотской складчатой системы и на Бурейском массиве (древнебурейский комплекс). Позднеостановые граниты в западной части рассматриваемой территории слагают массивы удлиненной или изометрической формы. Граниты биотитовые, мезократовые и лейкократовые («желонского типа»), массивные до гнейсовидных по периферии плутонов, светлоокрашенные, белесые, розоватые, среднезернистые до крупнозернистых, в краевых частях массивов мелко-среднезернистые. Характерна серая окраска кварца и порфировидность — редкие вкрапленники калишпата до 1,5—2 см в длину. Колемания в содержании полевых шпатов определяют переходы от нормальных гранитов к плагиогранитам. Граниты часто мусковитизированы. Аналогичные граниты развиты восточнее, в пределах Кукурингского массива (Л. П. Карсаков, 1974) имеет площадь более 300 км². Как и другие массивы, он в целом конкордантный по отношению к складчатым структурам станового комплекса. Контакты с вмещающими породами четкие, мигматитов и гранитизации не отмечается. В эндоконтакте развиты мелко-среднезернистые, четко гнейсовидные биотитовые, реже двуслюдяные граниты. К центру массива они постепенно сменяются слабогнейсовидными и массивными среднезернистыми двуслюдяными и мусковитовыми гранитами. С гранитами связаны отдельные жилы и поля пегматитов с мусковитом. Мощность жил от перых метров до 20 м, протяженность до 150 м. По минералогическому и химическому (см. табл. 7) составу позднеостановые граниты в целом аналогичны позднеархейским (см. выше); отнесение их к раннему протерозою обосновывается корреляцией с тукурингским комплексом, развитым к западу от рассматриваемого района.

Гранитоиды мугитинского типа выделены в бас. р. Нуям, где они слагают цепочку массивов (вероятно, единый трещинный плутон), ориентированную в СЗ направлении. Здесь развиты порфировидные средне-крупнозернистые гранодиориты, граносениты, а также граниты и плагиограниты. Образование крупных кристаллов калишпата (до 30—40 % объема породы) связано с процессами автометасоматоза. Калишпатация отмечается и во вмещающих породах. Характерна повышенная щелочность мугитинских гранитоидов при преобладании натрия над калием (табл. 7). С мугитинскими гранитоидами можно сопоставить породы штокообразных массивов в верховьях рек Б. Тыркан и Кун-Мань. Биотитовые и амфибол-биотитовые порфировидные граниты и граносениты этих массивов рассматриваются в качестве продуктов автометасоматического преобразования гранодиоритов и кварцевых диоритов. Метакристаллы калишпата (решетчатый микроклин) до-

стигают в гранитах 5—6 см в поперечнике. Вмещающие образования калишпатизированы. Характерно появление в этих гранитах акцессорного монацита и фиолетового флюорита. Аналогичные гранитоиды развиты в южной части известного Южно-Учурского (Улканского) массива, представляющего собой лакколитоподобный плутон, имеющий интрузивный контакт-подшву с анортозитами архея. С улканскими гранитоидами связаны дайки граносиенит-порфиров, маломощные жилы и шилы пегматитов, содержащих флюорит. Характерна редкоземельная минерализация, присутствие акцессорного касситерита в гранитоидах. Возраст улканского комплекса определен за пределами рассматриваемой территории, где он прорывает элгейскую свиту и перекрывает энимской свитой позднего протерозоя. Биотитовые порфиробластические (микроклинизированные) граниты (до граносиенитов) составляют небольшие штоки в верховьях р. Чогар; для них также характерна редкоземельная минерализация.

Гранитоиды тохиканского комплекса составляют массив на водоразделе рек Шевли и Гербикиан. Центральная часть массива представлена средне-крупнозернистыми и грубозернистыми микроклинизированными плагиогранитами и гранитами, а периферия — мелкозернистыми плагиогранитами. Граниты мезо-лейкокротовые, биотитовые, амфибол-биотитовые. Акцессорные минералы представлены ортитом, цирконом, апатитом, рутилом; в пегматитовых разностях присутствует фиолетовый флюорит. Как и для рассмотренных выше, для этих гранитов характерна редкоземельная минерализация. Возраст тохиканского комплекса определяется перекрыванием в песчанниках усть-типтонской свиты раннего кембрия, отсутствием контактного метаморфизма отложений раннего кембрия. Граниты мигматит-гранитовой формации Бурейнского массива (древнебурейский комплекс) представляют собой серые, среднезернистые, гнейсовидные и полосчатые породы, слагающие массивы и зоны инъекционных мигматитов. Возраст комплекса определяется конкорданным положением среди стратифицированных образований раннего протерозоя и прорыванием позднепротерозойскими гранитами.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Перидотиты, дуниты, габбро (γPR_2) гипербазитовой формации имеют ограниченное развитие в бас. среднего течения р. Зея (гаринский комплекс). К позднему протерозою, возможно, относятся также ультрабазиты Баладеского выступа. В Дельском массиве гаринского комплекса отмечается полосчатое (дифференцированное) строение; полосы базитов имеют ширину не более первых сотен метров. Преобладают хризотидовые серпентиниты; перидотиты и дуниты составляют среди них небольшие поля. Габбро имеют подчиненное развитие; это массивные мелко-среднезернистые породы; характерна амфиболизация. Возраст гаринского комплекса определяется прорыванием пород Дельского массива жилами позднепротерозойских гранитов. Дельский массив представляет собой лишь небольшую часть плутона, ориентированного, по геофизическим данным, субшироко и перекрытого с разрывом позднечурканскими отложениями аякской свиты. Ультрабазиты Баладеского выступа представлены серпентинизированными перидотитами, дунитами и серпентинитами. Среди перидотитов развиты как гардбургиты, так и лерцитолиты.

Габбро и габбро-амфиболиты (γPR_2), габбро-диориты (γbPR_2), диориты катаклазированные (δPR_2) развиты в бас. верхнего течения р. Селемджи (златоустовский комплекс), в бас. р. Мамы и на левобережье Селемджи. Зеленокаменные породы (метагабброиды) златоустовского комплекса слагают пластовые тела, в

целом согласные со складчатой структурой вмещающих толщ позднего протерозоя. Размеры тел различны: длина достигает 13 км, ширина 2 км. В участках наибольшей мощности внутренняя часть тел сложена более крупнозернистыми породами, в контактовых зонах и небольших телах развиты мелкозернистые и относительно более интенсивно сланцеватые и более измененные рогообманковые метагабброиды, переходящие в зеленые сланцы. Вмещающие породы ороговикованы и окварцованы. Отмечается приуроченность тел метабазитов к ядрам синклиналией, стратиграфическим контактам, зонам разломов. Возраст златоустовского комплекса определяется тесной сопряженностью с байкальским структурным и развитием в метабазитах наложенного метаморфизма, связанного, вероятно, с тектоническими движениями позднего палеозоя и мезозоя. Для габбро-диоритов и диоритов бас. р. Мамы характерен гнейсовидный облик, мелкозернистое до крупнозернистым позднепротерозойских гранитов — фельдшпатизация, отмечаются также шилы рогообманков в диоритах постепенной, хлоритизация. Переход габбро-диоритов в диориты постепенный, отмечается роговая обманка, присутствует пироксен, в незначительных количествах биотит (в диоритах) или оливин (в габбро). Отмечается обогащенность магнетитом и высокая магнитная восприимчивость пород — до 2800·10⁻⁶ СГС (В. Ф. Зубков, 1980). Для Туранского блока Бурейнского массива более характерны диориты, слагающие небольшие (до 32 км²) массивы, приуроченные в основном к зонам разломов. Диориты темно-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые, массивные и сланцеватые, биотит-рогообманковые, обычно немагнитные. Амфибол-биотитовые катаклазированные крупнозернистые диориты и кварцевые диориты позднего протерозоя развиты также на левобережье Амура у с. Смирновка.

Граниты, плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты катаклазированные (γPR_2) гранитовой формации наиболее широко развиты на Бурейском массиве (кивелинский комплекс). Комплекс представлен биотитовыми, амфибол-биотитовыми гранитами и плагиогранитами, в меньшей степени гранодиоритами (до кварцевых диоритов) и лейкогранитами. Между разновозрастными породами отмечаются постепенные переходы. Широко проявлен катаклаз, бластез и кремне-кальцевый метасоматоз гранитоидов, особенно в тектонических зонах. Породы массивные и гнейсовидные, средне- и крупнозернистые, реже мелкозернистые (краевая фация), розовато-серые, серые, зеленоватые, буроватые. В связи с метасоматозом развиты порфиробластовые разновидности гранитов (зерна микроклина до 1,5—3 см). По химическому составу гранитоиды близки к средним типам пород известково-щелочного ряда, по Дэлси, и характеризуются значительным преобладанием калия над натрием (см. табл. 7). На контакте с кивелинскими гранитами позднепротерозойские породы метаморфизованы с образованием мраморов, полосчатых роговиков и скарнов. Рассматриваемые гранитоиды перекрывают отложениями силура и среднего девона, а также нижнего кембрия (Ю. П. Змиевский и др., 1977).

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Граниты биотитовые и двуслюдяные пепельно-серые (γPZ_1) развиты в пределах Туранского блока Бурейского массива (суларинский комплекс). В западной части блока гранитами сложены массивы площадью от десятков квадратных километров до 230 км², образующие цепочку СЗ простирания. Граниты биотитовые, массивные, реже сланцеватые, пепельно-серые, катаклазированные и микроклинизированы в меньшей степени, чем позднепротерозойские. Присутствуют порфириновые граниты; вкрапления в количестве до

10—20 % представлены кварцем (размер зерен 5—6 мм) и микроклином (до 1,5 см). В восточной части блока развиты среднезернистые двуслюдные катаклазированные граниты, для которых характерны бластические структуры метасоматического замещения плагиоклаза микроклином, кварцем, мусковитом и присутствии среди акцессорных минералов граната, циркона и рутила. Для химического состава гранита характерно преобладание натрия над калием (табл. 8). Жильные

Таблица 8
Средний химический состав палеозойских интрузивных образований

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	72,60	49,97	57,36	56,39	65,07	71,39	73,48	73,37	75,68	69,98	74,26	63,90	68,23	72,63
TiO ₂	0,37	1,21	0,94	1,10	0,62	0,30	0,17	0,21	0,10	0,35	0,14	0,57	0,64	0,23
Al ₂ O ₃	14,07	17,24	16,13	18,16	16,31	14,39	14,52	13,69	12,79	15,05	14,03	16,16	14,21	14,76
Fe ₂ O ₃	1,38	2,79	1,76	1,58	0,84	0,62	0,20	0,64	0,87	0,97	0,30	1,50	1,18	0,21
FeO	1,17	7,32	4,94	5,26	4,09	2,20	1,17	1,32	0,70	2,10	1,32	3,24	2,79	1,78
MnO	0,08	0,17	0,13	0,10	0,09	0,05	0,03	0,04	0,03	0,07	0,04	0,10	0,07	0,05
MgO	0,54	5,45	4,79	2,89	1,07	0,69	0,34	0,64	0,17	0,92	0,20	2,59	1,63	0,62
CaO	1,42	8,34	6,19	6,07	4,04	1,77	2,05	1,32	0,37	2,78	0,74	4,64	2,86	1,42
Na ₂ O	4,47	3,47	3,71	4,35	4,54	4,10	4,08	3,57	3,80	4,07	3,36	3,55	3,44	3,51
K ₂ O	3,13	0,74	2,37	2,61	2,97	3,36	3,04	4,48	4,86	2,76	4,67	2,72	3,50	4,26
P ₂ O ₅	0,05	0,25	0,09	0,49	0,11	0,06	0,04	0,03	0,13	0,03	0,14	0,14	0,14	0,06
Число анализов	6	12	4	2	3	10	3	7	3	2	2	5	4	2

Примечание. 1 — суларинский комплекс; 2 и 3 — пиканский комплекс; 4—11 — тирмо-буренский комплекс (4—9 — Туранского блока, 10 и 11 — Мамынского блока); 12 — уруштинский комплекс (Усть-Тындайский массив); 13 и 14 — ингалтинский комплекс.

образования представлены немногочисленными телами гранитов и пегматитов. Возраст гранитов суларинского комплекса определяется тем, что они прорывают позднепротерозойские граниты и интрузивы позднепалеозойскими гранитоидами.

Габбро-диориты, габбро, пироксениты (vδPz₃) широко развиты вдоль Южно-Турунтинского разлома (пиканский комплекс). Наиболее крупный Денский массив прослеживается на расстоянии свыше 100 км при ширине выхода от 2 до 12 км. По геофизическим данным предполагается его падение на юг под углом то 30 до 60° (В. В. Шиханов, 1976; Ю. С. Ляховкин и др., 1979). Наиболее распространены габбро и габбро-диориты массивные, полосчатые или гнейсоподобные, зеленовато-серые и зеленые, средне-крупнозернистые, реже мелкозернистые. Наблюдается расслаивание, катаклизмы и вторичные изменения пород — хлоритизация, эпидотизация, амфиболитизация, серпентинизация. Между габбро, габбро-диоритами и диоритами — кварцевыми диоритами обычны постепенные переходы. Возможны и разрушенные соотношения, что позволяет выделять две интрузивные фазы: первую, существенно габбровую и вторую, представленную небольшими массивами крупнозернистых габбро-диоритов до кварцевых диоритов (Ю. С. Ляховкин и др., 1979). Пироксениты и перидотиты имеют ограниченные размеры, слатяга небольшие тела или шпиль среди габброидов. Габброиды и диориты существенно роговообманковые, кварцевые диориты содержат также биотит (до 5 %), а габбро и габбро-диориты — моноклиновый пироксен (до 35 %). Акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит и циркон. Вмещающие породы среднего — верхнего девона и раннего карбона превращены в узловатые биотитовые и ан-

далузитовые роговики, окварцованы, пиритизированы. Ширина экзоконтактового ореола достигает первых сотен метров и более. Средний состав пород пиканского комплекса приведен в табл. 8. Габбро, габбро-диориты и диориты в западной части Туранского блока Буренского массива слагают небольшие (до 22 км²) крутопадающие трещинные тела, а также ксенолиты различных размеров среди гранитов. Выделяются нормальные, роговообманковые, оливковые габбро. Иногда отмечается обогащение магнетитом (до 15 %). Характерна высокая магнитная восприимчивость пород. Возраст габброидов определяется тем, что они прорывают позднепротерозойские, раннепалеозойские (?) граниты и интрузивы гранитами позднего палеозоя.

Диабазы и габбро-диабазы (δPz₃) слагают дайки в северо-восточной части района среди архейских образований и гранитов уланского комплекса. Дайки длиной до 30 км при мощности до 50—70 м располагаются в близкальной полосе шириной 3—4 км. Угол падения даек близок к вертикальному. Габбро-диабазы — крупнозернистые, диабазы и кварцевые диабазы — мелко-среднезернистые породы. Возраст даек диабазов и габбро-диабазов доказан на соседней с севера территории, где они прорывают стратифицированные образования позднего протерозоя, раннего палеозоя и не отмечаются среди отложений раннего карбона и перми.

Граниты и плагиограниты, лейкократовые граниты (γPz₃), гранодиориты (γδPz₃), диориты и кварцевые диориты (δPz₃) гранодиорит-гранитовой формации широко развиты в пределах Буренского массива, где они слагают крупные батолитовые тела (тирмо-буренский комплекс); отдельные массивы локализованы в герцинских структурах Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской систем (уруштинский, ингалтинский комплексы), а также в северной части Чогарского блока (лантарский комплекс). В тирмо-буренском комплексе преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые средне-крупнозернистые граниты. Гранодиориты, кварцевые диориты, мелкозернистые граниты связаны с краевыми частями массивов. Для пород комплекса характерны: массивный облик, серый, розовато-серый цвет, порфировидность (таблитчатые вкрапления калишпата от 1,5 до 5 см в длину), локальное проявление катаклаза (вдоль разломов) или гнейсаций (в эндоконтактах). В гранитах отмечаются многочисленные мелкие включения, шпиль диоритоподобных пород. Местами мелкозернистые лейкократовые граниты слагают самостоятельные мелкие штоки, выделяющиеся в позднюю фазу. Жильные образования проявлены слабо — маломощные тела аплитов и пегматитов. Контакты гранитоидов с вмещающими породами четкие, интрузивные: сланцы позднего протерозоя, силура, девона ороговикованы. По химическому составу тирмо-буренские граниты близки к среднему типу щелочноземельного гранита, по Делю, а гранодиориты и диориты краевой фации отличаются несколько повышенным щелочностью. Для состава гранитоидов главной фазы комплекса характерно преобладание натрия над калием. Лейкограниты поздней фазы — калиевые (см. табл. 8). Отмечается повышенная магнитная восприимчивость гранитоидов — до 880·10⁻⁶ СГС (В. Ф. Зубков, 1980). Возраст комплекса определяется прорыванием девонских отложений на левобережье р. Байгантай. Галька гранитов обнаружена в отложениях средней — верхней юры Ушумунского прогиба. Радиологический возраст (K—Ar-метод по породе): 252, 256, 273, 278, 283 млн. лет.

Ряд массивов, приуроченных к зонам рассланцевания, локализован в полосе развития габброидов пиканского комплекса и некоторыми авторами рассматривается как поздняя фаза последнего. Здесь развиты преимущественно плагиограниты, переходящие в краевой части массивов в гранодиориты. Для гранитоидов обычны катаклазы, окварцева-

Средний химический состав мезозойских интрузивных образований

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	76.18	60.86	65.00	60.81	65.38	69.73	47.66	58.84	64.21	68.95
TiO ₂	0.12	0.79	0.54	0.70	0.52	0.38	0.73	0.84	0.54	0.40
Al ₂ O ₃	12.45	16.38	15.78	16.72	16.10	15.03	20.82	17.17	16.69	15.29
Fe ₂ O ₃	0.49	1.76	1.53	1.93	0.99	0.94	2.86	2.26	1.85	1.37
FeO	1.15	3.87	2.98	4.16	3.18	1.85	5.89	4.23	2.54	1.87
MnO	0.03	0.09	0.07	0.10	0.07	0.06	0.15	0.12	0.08	0.07
MgO	0.22	3.25	1.90	2.80	2.08	1.22	6.53	3.24	2.26	1.20
CaO	0.72	5.35	3.61	5.59	4.16	2.50	11.03	5.94	4.51	3.04
Na ₂ O	3.53	3.92	3.96	4.12	3.82	4.05	2.16	3.93	3.88	4.00
K ₂ O	4.84	2.89	3.38	2.14	2.87	3.46	0.65	1.94	2.43	3.10
P ₂ O ₅	0.06		0.15	0.25	0.12	0.14	0.06	0.21	0.16	0.11
Число анализов	13	2	21	5	9	8	8	10	18	10
Оксиды	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
SiO ₂	65.14	68.34	58.33	60.80	66.41	70.54	73.72	64.80	64.87	
TiO ₂	0.56	0.46	1.04	0.92	0.54	0.35	0.24	0.54	0.58	
Al ₂ O ₃	15.92	15.64	17.09	16.65	15.25	14.82	13.68	15.91	16.23	
Fe ₂ O ₃	1.10	0.60	2.81	2.78	1.72	1.24	0.72	1.32	1.55	
FeO	2.78	1.90	3.85	3.54	2.26	1.22	0.86	3.95	2.81	
MnO	0.09	0.04	0.12	0.13	0.07	0.05	0.06	0.08	0.07	
MgO	2.51	1.32	3.23	2.46	1.50	0.90	0.47	2.08	2.63	
CaO	4.01	3.02	5.02	3.35	3.12	2.12	0.99	3.12	3.72	
Na ₂ O	3.81	4.28	3.65	3.92	3.85	4.20	4.22	3.12	3.48	
K ₂ O	2.82	3.38	2.44	2.94	3.74	3.94	4.46	2.79	2.48	
P ₂ O ₅	0.14	0.09	0.24	0.20	0.15	0.07	0.06	0.11	0.14	
Число анализов	9	9	3	4	4	6	12	4	8	
Оксиды	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	71.02	74.00	64.70	71.14	75.67	67.82	73.67	75.25	66.10	73.20
TiO ₂	0.28	0.23	0.46	0.29	0.12	0.58	0.25	0.16	0.58	0.24
Al ₂ O ₃	14.08	13.88	17.14	14.43	13.63	14.92	13.57	12.67	16.39	14.04
Fe ₂ O ₃	0.49	0.59	0.68	0.36	0.20	1.36	0.48	0.65	1.84	0.77
FeO	2.91	1.18	4.29	2.98	1.30	1.39	1.23	1.58	1.06	0.77
MnO	0.05	0.04	0.08	0.07	0.06	0.08	0.06	0.05	0.05	0.05
MgO	0.63	0.72	0.72	0.55	0.31	1.40	0.85	0.36	1.22	0.54
CaO	1.90	4.16	4.16	2.16	0.97	3.11	1.29	0.74	2.52	0.81
Na ₂ O	3.62	3.36	3.66	3.36	2.91	3.99	4.06	3.79	4.62	4.47
K ₂ O	3.88	3.52	3.21	3.88	4.20	3.12	3.71	4.61	3.90	4.38
P ₂ O ₅	0.08	0.04	0.13	0.07	0.04	0.11	0.03	0.04	0.14	0.06
Количество анализов	4	8	3	5	18	5	3	7	5	4

Примечание. 1 — харинский комплекс; 2—6 — тыдлинско-бакорский комплекс; 11 — фаза (Центральная-Становая зона); 2 и 3 — западная часть; 4—6 — восточная часть; 7—10 — удский комплекс; 11—12 — восточный комплекс; 13—17 — харинский комплекс (13 — I фаза, 14—16 — II фаза, 17 — III фаза); 18 — харинский комплекс (Харинский массив); 19—21 — сестиканский комплекс; 22—24 — западная часть; 25—27 — джуджурский комплекс; 28 и 29 — талгыйский комплекс (28 — I фаза, 29 — II и III фазы).

ние и микроклиматизация. В Верхнеселенском районе массивы гранитоидов ингагинского комплекса (до 400 км²) представлены биотитами и лейкократовыми гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами. Лукачский массив, по данным А. В. Махнина и др. (1967), в СЗ части сложен краевой фацией кварцевых диоритов, переходящих в центральной части массива в порфировидные гранодиориты и биотитовые граниты. Наиболее крупный Ингагинский массив представлен крупнозернистыми порфировидными плагиогранитами и биотитовыми гранитами, постепенно переходящими в такситовые гранодиориты и кварцевые диориты. Незначительное разлитие имеют мелкозернистые гранитоиды и лейкограниты поздних фаз, слагающие небольшие штоки и дайки (В. Б. Григорьев и др., 1967). Для пород комплекса характерно массивное, крупнозернистое до мелкозернистого сложение, катаклаз, серая, желтовато-серая, зеленовато-серая окраска. Порфировые выделения представлены табличками калишпата до 1,5 см в длину. По химическому составу ингагинские гранитоиды соответствуют типовой известково-щелочной серии, по Дэли. Для гранитов комплекса характерно приблизительно равное содержание натрия и калия (см. табл. 8). Гранитоиды слагают в целом дискордантные массивы среди позднепалеозойских и позднепротерозойских образований. Вмещающие породы ороговичены в полосе шириной до первых километров. Наблюдается налегание на гранитоиды меловых вулканитов и прорывание позднемиловыми интрузиями (район г. Брюх). Возраст, определенный К—Аг-методом по породе, достигает 230—235 млн. лет, по микроклину — 451 млн. лет (В. Б. Григорьев и др., 1967).

Граниты лантарского комплекса слагают ряд массивов площадью до 150 км². Наиболее обычные средне-крупнозернистые биотитовые граниты, массивные, иногда порфировидные и (или) порфироластические (таблички плагиоклаза и микроклина), местами катаклазированные. Цвет пород серый, розовато-серый до мясо-красного. В более крупных массивах в эндоконтактных зонах отмечается переход гранитов в гранодиориты, массивных разновидностей в рассланцованные и гнейсовидные, средне-крупнозернистых в мелкозернистые. Возраст гранитоидов лантарского комплекса принимается достаточно условно и определяется прорыванием немериканской свиты позднего протерозоя и перекрытием джолонской свиты поздней юры. Радиологические определения возраста дают омоложенные значения — от 105 до 195 млн. лет (А. Ф. Василькин и др., 1970).

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Граниты лейкократовые и аляскинские, гранит-порфиры (γТ) лейкогранитовой формации развиты в пределах Бурунского массива (харинский комплекс), слагают крупные массивы площадью от первых сотен квадратных километров до 1400 км². Преобладают среднезернистые и крупнозернистые лейкократовые граниты, постепенно переходящие в краевых частях массивов в мелкозернистые граниты и гранит-порфиры. В центральных частях отмечаются аляскинские граниты розовые до, мясо-красных, розовато-серые массивные, местами порфировидные. Характерны темно-серая-окраска кварца, образующего округлые выделения, преобладание в составе гранитов калишпата над плагиоклазом, повышенная магнитная восприимчивость пород — до 3000·10⁻⁶ СГС (Ф. С. Фролов, 1979). По химическому составу (табл. 9) харинские граниты близки к среднему аляскинскому, по Дэли. С комплексом связаны немногочисленные жилы и дайки пегматитов, аплитов и гранит-порфиров. Возраст лейкогранитов определяется тестовой пространственной сопряженностью с гранитами позднего палеозоя,

нием позднеюрских эффузивов джелонской свиты и перекрытием бер-
риас-валланжскими отложениями нижней подбиты боконой свиты.
Радиологический возраст по многочисленным определениям (K—Ar-ме-
тод) заключен в интервале 120—170 млн. лет.

Гранодиориты и кварцевые диориты (δK_1), граниты (γK_1) диорит-гранит-гранодиоритовой формации в западной части Амуро-Охотской системы и на Бурунском массиве объединены в верхнеамурской комплекс. В пределах Ольгинско-Нижнеурканского массива (на западе территории) развиты массивные равномерносреднезернистые, местами слабопорфировидные биотит-роговообманковые гранодиориты серого цвета, переходящие в краевых частях массивов в более мелкозернистые и меланократовые (до диоритов) разновидности, в том числе гнейсовидные. В южной части массива (район ст. Дакуй) развиты порфировидные граниты. Для гранодиоритов и кварцевых диоритов Арбинского массива отмечается разнородное сложение, а для гранитов — порфировидность, обусловленная развитием табличатых вкрапленников калишпата до 5 см в длину. Небольшие массивы по р. Зей и к СВ от ст. Ушумун представлены мелко-среднезернистыми разновидностями амфибол-биотитовых гранодиоритов и кварцевых диоритов, переходящих в краевой зоне в средне-мелкозернистые порфировидные породы. Массив верховьев р. Мамы сложен гранодиоритами, переходящими в граниты и кварцевые диориты. Породы комплекса характеризуются повышенной магнитной восприимчивостью — до $900 \cdot 10^{-6}$ CGS (И. П. Вольская и др., 1978). По химическому составу гранитоиды соответствуют нормальному щелочноземельному ряду, отличаясь несколько повышенной (за счет натрия) суммарной щелочностью и известковатостью, особенно для гранитов (см. табл. 9). Возраст верхнеамурских гранитоидов определяется прорыванием позднеюрских отложений, перекрытием готерив-барремскими отложениями перемынской свиты (Ю. В. Кошков и др., 1980) и вулканитами талданской свиты.

Габбро и габбро-диориты (γK_1), диориты (δK_1), диоритовые порфириты (δK_1), гранодиорит-порфиры и гранодиориты ($\gamma \delta K_1$), гранит-порфиры (γK_1) слагают цепочки небольших трещинчатых массивов и поля даек, сближенных трещинных интрузий, приуроченных к разломам, контролирующим размещение вулканогенных зон. Небольшие массивы общей площадью 65—70 км², приуроченные к зоне Южно-Турунгинского разлома, сложены пироксеновыми роговообманковыми габбро и габбро-диоритами, крупно-среднезернистыми, массивными, в зоне разлома катаклазированными и гнейсированными. В габбро присутствуют шпировые обособления (до 1—2 м) горнблендитов. Отмечаются габбро-перматиты с ильменитом. На левобережье Зей развиты протяженные трещинные тела габбро-диабазов и диабазов (алганский комплекс). Последние имеют активный контакт с отложениями средней и верхней юры и присутствуют в гальке раннемеловых конгломератов. Диабазы с офитовой структурой в зоне разлома интенсивно рассланцованы и подверглись элювиальному преобразованию. Обширное (около 530 км²) поле сближенных трещинных тел и даек диоритовых порфиритов располагается на левобережье р. Меун. Контакты интрузий крутые, наклонены к югу под углом до 60—70°. Магнетрические данные позволяют предполагать наличие здесь на глубине до 100 м более крупных интрузивных тел среднего состава, с которыми связаны массивы и дайки. Габброиды и диоритовые порфириты этого района интрузируют позднепалеозойские граниты и порфиры дайками раннемеловых гранит-порфиритов. Некоторые дайки порфиритов прорывают андезиты талданской свиты.

В бассейне нижнего течения р. Деп и по р. Зей наибольшим распространением пользуются гранодиорит-порфиры, образующие массивы.

по отношению к которым харинские граниты могут рассматриваться как поздняя фаза становления единой интрузивной серии. Радиологический возраст лейкогранитов в пределах Туранского блока составляет 160 млн. лет (Р. М. Тонян, 1965), в северной части Мамынского блока — 190—213 млн. лет (Ю. С. Ляховкин и др., 1979). Галька харинских гранитов присутствует в юрских отложениях Бурунского прогиба.

Гранодиориты и кварцевые диориты ($\gamma \delta K_1$), граниты (γK_1), диориты (δK_1), габбро-диориты и диоритовые порфириты ($\gamma \delta K_1$), габбро (γK_1) диорит-гранит-гранодиоритовой формации участвуют в строении батолитоидных плутонов восточной части известного мезозойского интрузивного пояса Становой области. В пределах рассматриваемой территории развитие позднеюрских-раннемеловых гранитоидов приурочено к Центрально-Становой и Удско-Джугджурской орогенным зонам, где они соответственно относятся к субновозрастному и близким по составу комплексам — тындинско-баканскому и удскому. Многие авторы объединяют эти образования в удско-зейский или удский комплекс, а также в удскую серию [1, 34]. Площадь развития гранитоидов не менее 20 тыс. км². По геолого-геофизическим данным плутоны тындинско-баканского комплекса относятся к типу трещинных («макротрещинных») интрузий и характеризуются сложной морфологией [81]. В составе комплекса выделяются три фазы. Преобладают гранитоиды II фазы. Габброиды I фазы слагают ксенолиты и небольшие тела. Лейкократовые граниты III фазы в ряде случаев достоверно не отличаются от лейкогранитов ранне-позднемелового ираканского комплекса. Габбро-диориты I фазы — мелко-среднезернистые существенно роговообманковые, массивные породы, характеризуются высоким содержанием акцессорных минералов, главным образом магнетита и сфена. Мелкозернистые диориты, как и габбро-диориты, слагают небольшие тела и жилы, но более обычных в виде округлых ксенолитов в гранодиоритах. Среди гранитоидов II фазы наиболее широко развиты разнородные гранодиориты, кварцевые диориты и мелко-среднезернистые гранодиориты, относящиеся к так называемому «цыганско-баканскому» типу, и порфировидные (вкрапленники ортоклаза табличатой формы) гранодиориты и граниты «тындинского» типа (Ю. Б. Казмин, И. З. Филиппович, С. А. Панкина, 1961). Гранитоиды указанных фациальных типов относятся соответственно к эпизональной и мезо-эпизональной ассоциациям [29].

Породы II фазы, комплекса обычно массивные, местами огнейсованные или катаклазированные, серого, розоватого и своеобразного «пестрого» (розовый калишпат, белый плагиоклаз, темно-зеленая роговая обманка) цвета. Для минерального состава характерно преобладание плагиоклаза над калишпатом и постоянное присутствие роговой обманки, в том числе в породах, содержащих калишпат в количестве до 20 % и более. В удском комплексе преобладают зеленоватые среднезернистые гранодиориты II фазы, переходящие в краевых частях массивов в средне-мелкозернистые кварцевые диориты и диориты, а в центральных частях — в средне-крупнозернистые адамеллиты и граниты.

По химическому составу (см. табл. 9) гранитоиды соответствуют нормальному щелочноземельному ряду. Отмечается несколько повышенная щелочность и пониженная известковатость в западной части ареала тындинско-баканского комплекса и несколько пониженная щелочность и повышенная известковатость пород удского комплекса (на востоке) как отражение региональной петрохимической зональности Станового интрузивного пояса [27, 28]. Характерно повышенное содержание натрия. Массивы гранитоидов выделяются в аномальном магнитном поле, магнитная восприимчивость составляет в среднем $(1100 \div 1300) \cdot 10^{-6}$ CGS [81]. Возраст интрузий определяется прорыва-

вы площадью первые десятки квадратных километров, межпластовые тела мощностью до 200—300 м и дайки. Подчиненное развитие имеют гранит-порфиры и диоритовые порфиры. Гранодиорит-порфиры содержат большое количество (до 60 % и более) вкрапленников плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца и обладают сериально-порфировой структурой. На контакте с порфирами вмещающие породы поздней юры ороговиваются, а раннемеловые эффузивы переходят в пропилиты и вторичные кварциты. Часть даек диоритовых порфиритов, возможно, представляет собой корни эффузивов талланской свиты.

В пределах Становой области дайки диоритовых и андезитовых порфиритов, разнообразных кислых порфиритов, пространственно сопряженные с раннемеловыми вулканиками среднего и кислого состава, имеют в целом незначительное развитие. Более распространены гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфиры и гранит-порфиры, содержащие многочисленные дайки, часто протяженные (до нескольких километров) и мощные (до первых сотен метров), иногда значительно удаленные от вулканитов. Гранодиорит-порфиры и гранодиориты слабают также небольшие массивы в бас. р. Сурам.

По химическому составу породы раннемеловых малых интрузий соответствуют нормально щелочноземельному гранитондному ряду, отличающемуся несколько повышенной щелочностью и пониженной известковистостью, и хорошо сопоставляются с образованиями ираканского комплекса и раннемеловой толщии средних эффузивов.

Граниты, лейкократовые граниты (γK_{1-2}), гранодиориты и кварцевые диориты ($\gamma \delta K_{1-2}$), диориты (δK_{1-2}), гранит-порфиры ($\gamma \delta K_{1-2}$), габбро-диориты, диориты, габбро ($\gamma \delta K_{1-2}$) слагают массивы в Становой области (диорит-гранодиорит-гранитовая формация, ираканский комплекс) и в Верхнеселемджинском районе (диорит-гранит-гранодиоритовая формация, харгинский комплекс). Ираканский комплекс в более крупных массивах представлен образованиями трех фаз: I — габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, диоритовые порфиры; II — граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты; III — лейкократовые граниты, гранит-порфиры. Наибольшим распространением пользуются граниты и лейкократовые граниты. Последние обычно слагают многочисленные мелкие массивы и штоки, в том числе вне связи с гранитоидами II фазы. Среди пород II фазы преимущественным развитием пользуются различные раннеэриновые амфибол-биотитовые, биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, связанные между собой постепенными переходами. Эндоконтактные фации представлены раннеэриновыми, обычно такситовыми кварцевыми диоритами до диоритов, для которых характерно повышенное (до 30 %) содержание калишпата. Биотитовые лейкократовые граниты III фазы обладают мелкозернистым массивным сложением. Содержание биотита в них не превышает 3—5 %, а калишпата достигает 40—45 %. Для этих гранитов характерны мелкие массивные пустоты, выполненные дымчатом кварцем, отмечается появление в гранитах микрографической структуры. В краевых частях тел развиты гранит-порфиры фации закала. По химическому составу (см. табл. 9) породы ираканского комплекса в целом соответствуют щелочноземельному гранитондному ряду, по Дэлси, отличаясь несколько повышенным содержанием натрия и алюминия. Возраст гранитоидов определяется прорыванием вулканитов раннего мела (достоверно лейкогранитами III фазы) и данными абсолютной геохронологии: 90—110 млн. лет. Среди гранитоидов харгинского комплекса преобладают среднеэриновые желтовато-серые биотит-роговообманковые гранодиориты (до кварцевых диоритов). Граниты — существенно биотитовые. Переходы между ними постепенные. В эндоконтактах появляются порфировидные разновидности, характеризующиеся более крупным размером (до 5—6 мм)

зерен плагиоклаза, калишпата и кварца. Вмещающие породы ороговиваются. По химическому составу (см. табл. 9) гранитоиды харгинского комплекса в целом соответствуют средним типам пород щелочноземельного ряда, по Дэлси. Они интрузируют вулканиды раннего мела и прорваны позднемеловыми гранитами и субвулканическими гранит-порфирами. Радиологический возраст гранитоидов 70—126 млн. лет, по единичным определениям до 147 млн. лет.

Граниты лейкократовые и субщелочные граниты (γK_2), гранодиориты и кварцевые диориты ($\gamma \delta K_2$), диориты (δK_2), гранодиорит-порфиры ($\gamma \delta K_2$), габбро-диориты, габбро, диориты, габбро-монциты ($\gamma \delta K_2$) слагают трещинные тела, крупные массивы, а также дайки в пределах внегосинклиналиных интрузивно-вулканических зон северо-западной части Нижнеприамурской (по В. К. Путницеву и др.) орогенной системы (диорит-гранодиорит-лейкогранитовая формация, селитканский и эзопский комплексы), юго-западного фланга Охотского вулканогена (диорит-гранодиорит-гранитовая формация, джугджурский комплекс) и в Центрально-Становой орогенной зоне (гранит-граносенитовая формация, талтыгский комплекс). Наиболее крупный Тонум-Оогенский интрузив селитканского комплекса приурочен к осевой части Селитканской зоны и прослеживается на расстоянии более 60 км при ширине от 6 до 12 км в приводораздельной части хребтов Селемджинского и Тельского. В строении массива принимают участие порфировидные и среднеэриновые биотит-роговообманковые граниты поздней субфазы. В эндоконтактах граниты и гранодиориты переходят в мелкозернистые и субпорфировые разновидности. Эрозонный срез интрузии незначительный и кровля полого погружается в ЮВ направлении. Массив междуречья Муникан — Каменистая сложен среднеэриновыми роговообманковыми гранитами; массив междуречья Ирюнда — Тонум сложен биотитовыми гранитами, переходящими в краевой части в плагиограниты. Три массива площадью от 40 до 120 км², расположенные в верховьях р. Джалак, на левобережье Селиткана и в хр. Горелом, имеют зональное строение и близкий состав: центральные части массивов сложены средне-крупнозернистыми амфибол-биотитовыми гранодиоритами, в меньшей степени биотитовыми гранитами, а краевые части — фацией пироксенсодержащих кварцевых диоритов и диоритов, в том числе порфировидных. Небольшой (10 км²) массив на левобережье р. Тонум также имеет зональное строение: центральная часть сложена крупнозернистыми кварцевыми диоритами, переходящими к контакту в среднеэриновые кварцевые диориты, а в эндоконтактной зоне шириной 100—200 м — в кварцевые диоритовые порфиры. Массив верховья р. Лагап площадью 10 км² сложен габброидами. Гранитоиды по химическому составу в целом соответствуют средним составам щелочноземельного ряда, по Дэлси, отличаясь несколько пониженной щелочностью. Возраст комплекса определяется прорыванием ранне-поздне-меловых и позднемеловых эффузивов. Радиологический возраст составляет от 68 до 98 млн. лет.

Гранитоиды эзопского комплекса слагают многочисленные массивы, представляющие собой по геолого-геофизическим данным фрагменты громадного слабоэродированного плутона [50]. В строении комплекса участвуют образования трех фаз. Диориты и кварцевые диориты I фазы слагают небольшие штокообразные, трещинные тела и представляют собой массивные, мелко-среднеэриновые, зеленовато-серые породы. Гранодиориты II фазы слагают трещинные тела, интрузивные залежи, лакколитовообразные тела, дайки; они среднеэриновые, порфировидные, развиты во внутренних частях более крупных массивов, где переходят в граниты или лейкогранодиориты. Краевые части и относительно мелкие массивы сложены гранодиорит-порфирами. Среди лейкократовых

гранитов III фазы наиболее распространены крупно-среднезернистые неаполитовидные граниты (вкрапленники плагиоклаза, ортоклаза и зерна кварца до 1,5—2 см в длину). В краевых частях массивов развиты породы, близкие к гранит-порфирам. В целом для гранитоидов комплекса характерны серая (до темно-серой) окраска кварца и белый, зеленоватый цвет полевых шпатов. Отмечается повышенное содержание кварца при относительно высоком содержании плагиоклаза и темноватых. Для химического состава (см. табл. 9) по сравнению с типовым трендом щелочноземельного ряда наиболее характерны повышенные содержания глинозема и пониженные щелочей, как натрия, так и особенно калия. Отмечается также повышенное содержание кальция. Возраст комплекса определяется прорыванием ранне-позднемиловых гранитоидов и позднемиловых вулканитов. По данным абсолютной геохронологии он заключен в интервале 80—103 млн. лет.

Массивы Джугджурского комплекса располагаются в бассейне левых притоков р. Уда и приурочены главным образом к разломам субширотного и северо-западного простирания. Площадь массивов субширотного простирания до первых сотен квадратных километров. В строении массивов принимают участие серые, розоватые с сиреневым оттенком мелко-среднезернистые, нередко порфировидные биотит- и амфиболсодержащие граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Породы этой ассоциации располагаются в пределах массивов зонально и характеризуются постепенными взаимопереходами. Более молодыми являются мелко-среднезернистые лейкократовые, аляскиновые и щелочные граниты и их аллитовидные разновидности с минералитовыми пустотами. По химическому составу (см. табл. 9) гранитоиды соответствуют щелочноземельному ряду, по Дэли. Джугджурский комплекс интрузирует вулканиты магматической и мотаринской свит ранне-позднемиловых возрастов. Радиоуглеродный возраст гранитоидов главной фазы 107 млн. лет (В. Н. Гончаров, 1978), а лейкогранитов 94 млн. лет (А. Ф. Василькин и др., 1970).

Талыгский комплекс Центрально-Становой зоны представлен не большими штоками, трещинными телами субщелочных гранит-порфиров, граносенит-порфиров, субщелочных аляскиновых гранитов. Поздняя фаза слагает дайки и представлена фельзит-порфирами. Размещение интрузий контролируется разломами северо-восточного простирания. Гранит-порфиры — средне-крупнозернистые породы, содержащие крупные (до 1—5 см по удлинению) вкрапленники ортоклаза. Аляскиновые граниты — обычно мелкозернистые, массивные порфировидные породы желтовато-розового цвета. В краевых частях массивов они переходят в мелкокрапленниковые гранит-порфиры, фельзит-порфиры даек — желтовато-серые, фиолетовые породы с флюидальной текстурой и небольшим количеством вкрапленников. Для химического состава талыгского комплекса характерна повышенная щелочность (до 9%) при некотором преобладании натрия над калием. От пород щелочноземельного преобладания ряда, по Дэли, эти образования отличаются повышенным содержанием полевошпатовой извести. Возраст рассматриваемых пород определяется по прорыванию ими лейкократовых гранитов III фазы ранне-позднемиловых иранского комплекса и данным абсолютной геохронологии (75—110 млн. лет).

ТЕКТОНИКА

СТРУКТУРЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Структуры Алдано-Станового щита

В пределы рассматриваемой части Алдано-Станового щита входят раннеархейский структурный комплекс Алданской области (алданиды) и архейский — раннепротерозойский структурный комплекс Олекмо-Становой области (становиды). Последняя представлена Становой складчатой системой, в строении которой принимают участие три структурных этажа: раннеархейский (выступы основания становид), позднеархейский и раннепротерозойский.

Структуры алданид слагают две зоны — Сутамскую и Идумскую, разделенные Аюмканским разломом (рис. 2). Гранулитовый комплекс Сутамской зоны образует в целом асимметричную антиклинорную структуру, ось которой ориентирована на ССЗ. В свете детальных исследований главной структурой Сутамской зоны является Гонамо-Сутамская антиклинальная складка [24]. При ширине более 20 км она прослеживается из района среднего течения р. Сутам на СЗ. Складка имеет веерообразный характер, осевая поверхность ее падает на СВ под углом 60—70°. Осевые поверхности дополнительных сжатых складок ориентированы параллельно главной осевой поверхности. В Идумской зоне архейские породы образуют систему протяженных линейных складок ЗСЗ или близширотного простирания. Главной структурой является Идумская антиклиналь, образованная тырканской свитой. В ядре антиклинали на востоке зоны развита коряж-макитская свита, а в центральной части опущенный по разломам блок сложен худурканской свитой. Северо-восточное крыло антиклинали (уг. пад. 25—30°) осложнено крупными линейными складками ЗСЗ простирания. Юго-западное крыло, залегающее под углом 40—60°, осложнено широтными складками. Одной из таких структур является Лучинская антиклиналь, разделяющая крупные синклинали, сопряженные с Идумской антиклиналью: Алян-Амурскую на С и Аюмканскую на Ю. Ядро Лучинской антиклинали образовано худурканской свитой, углы падения крыльев 60—80° отклоняются также брахискладки. Аюмканская синклинали ориентирована широтно, образована иваской свитой. Северное крыло осложнено глубокой синклиналию, в ядре которой выходит утукская свита. Осевая часть Аюмканской синклинали осложнена линейной антиклиналью, образованной худурканской свитой. Синклинали асимметрична: северо-восточное крыло падает под углом 40—50° (до 70°), юго-западное — 25—30°.

Раннеархейский структурный этаж становид рассматривается как комплекс основания. Он развит в отдельных блоках и представлен кристаллическими образованиями, сопоставляемыми с ранним археем Алданской области. Разрез гранулитового комплекса общей мощностью до 15—20 км включает гнейсы и сланцы основного и среднего состава, гранатовые гранулиты, высокоглиноземистые гнейсы, кварциты. Пред-

полагается, что эти породы могут соответствовать базальтоидным, вулканогенно-кремнистым, глинистым и граувакковым образованиям [21]. Структуры раннего архея переработаны в течение позднеархейского тектоно-магматического цикла и сохранились фрагментарно. В пределах Джаринского блока преобладают структуры близширотного до СВ простирания. Наклон крыльев крупных складок 40—70°, общий характер структуры антиклинальный. Еще менее определенно можно судить о складчатой структуре Чогарского выступа, на ЮЗ которого разрез гранулитового комплекса вообще не расчленен. Немного данных также и о структуре Токского выступа: при общем СЗ простирании стратифицированных образований предполагается наращивание разреза с СВ на ЮЗ. В пределах Дамбукинского и Брятинского выступов наблюдаются фрагменты антиклиналей и синклиналей от северо-западного до близмеридионального простирания.

Позднеархейский структурный этап становид включает стратифицированные образования станового комплекса, метаморфизованные в амфиболитовой фации умеренных и высоких давлений, ультраметагенные и реоморфически-интрузивные гранитоиды, а также габброиды. По структурно-формационным особенностям Становая складчатая система разделена на Западно-Становую, Кулунинскую, Удско-Майскую и Усть-Гилейскую зоны. В каждой зоне выделяются самостоятельные, но в целом разновозрастные серии стратифицированных пород. Для их разрез характерно ритмичное чередование толщ амфиболитовых гнейсов и сланцев с толщами, включающими высокоглиноземистые и биотитовые гнейсы, а также кварциты. Предполагается, что ритмичный разрез станового комплекса в целом соответствует трем крупным седиментационным циклам, в течение которых чередовались накопление осадочно-вулканогенных и терригенных толщ [20].

В Западно-Становой зоне намечаются Иликанский, Верхнегилейский и Мульмуга-Брятинский выходы позднего архея. В Иликанском выходе расчленяется антиклинорная структура юго-восточного фланга Джелтула-Моготского поднятия [5, 92], осложненная синклиналями и антиклиналями северо-западного простирания. В ядрах последних развиты образования ниже- и среднеджигалдинской подсист. В ядре антиклинория развиты blastotakalazhity («очковые» гнейсы), образующие в целом куполовидную антиклиналь. Смещения на многочисленным субогласным разломам усложнили структуру Иликанского выхода, придав ей чешучатую-надвиговую облик. Часть разломов, вероятно, имеет складчатую природу, в результате чего наблюдаются структуры, обтекающие юго-восточное замыкание антиклинория. Рассматриваемые структуры имеют линейную или овально-купольную форму, протяженность до первых десятков километров при ширине до 10 км. Углы падения меняются в широких пределах, опрокинутое залегание в целом не характерно. В пределах Верхнегилейского выхода наблюдается фрагмент синклинорной структуры меридионального до юго-восточного простирания. Породы Мульмуга-Брятинского выхода образуют систему складок ВСВ простирания, срезанную Мульмугинским разломом. Местами простирание пород изменяется на северо-западное и меридиональное. Наряду с линейной складчатостью, намечаются гранитизированные овально-купольные структуры (ЮЗ часть выхода). Увязка складчатой структуры Западно-Становой зоны затруднительна. Предполагается, что эта зона (Верхнегилейский овал, по Б. Л. Годзевичу) представляет собой обращенный антиклинорий [20].

В пределах Кулунинской зоны верхний архей образует синклинорную структуру, осложненную системой антиклиналей и синклиналей. Простирание складок меняется от широтного и ВСВ (на востоке) до СЗ (на западе). Крылья Кулунинского (Джагармино-Уганского, по Л. П. Карсакову) синклинория сложены тыжакской свитой, а осевая

часть — гамиканской (джагарминской, по Л. П. Карсакову). В пределах синклинория можно выделить две цепочки синклиналей, разделенные Чапской и Иракано-Сиваканской антиклиналями, тяготеющими к его оси. На северном крыле синклинория также намечается цепочка антиклиналей, ориентированных по его простиранию. На западе северное крыло синклинория осложнено широтно ориентированной Токско-Алтоминской синклиналью. На востоке южного крыла синклинория наблюдается фрагмент крупной синклинали ВСВ простирания (Луцинская синклиналь, по Л. П. Карсакову, 1980). На значительном протяжении СЗ крыло этой синклинали уничтожено в результате движений по разломам, оперяющим Таксакандинский разлом. Наряду с указанными крупными структурами протяженностью до 100 км, шириной до 40 км и более отменяются многочисленные осложняющие их диагональные и поперечные складки, шарниры которых погружаются по направлению к осям синклиналей. Широко распространены складки более высоких порядков — линейные и брахиформные, симметричные, асимметричные и опрокинутые, шириной от первых единиц и сотен метров до первых километров. Углы падения крыльев структур разных порядков находятся в основном в пределах 30—70°.

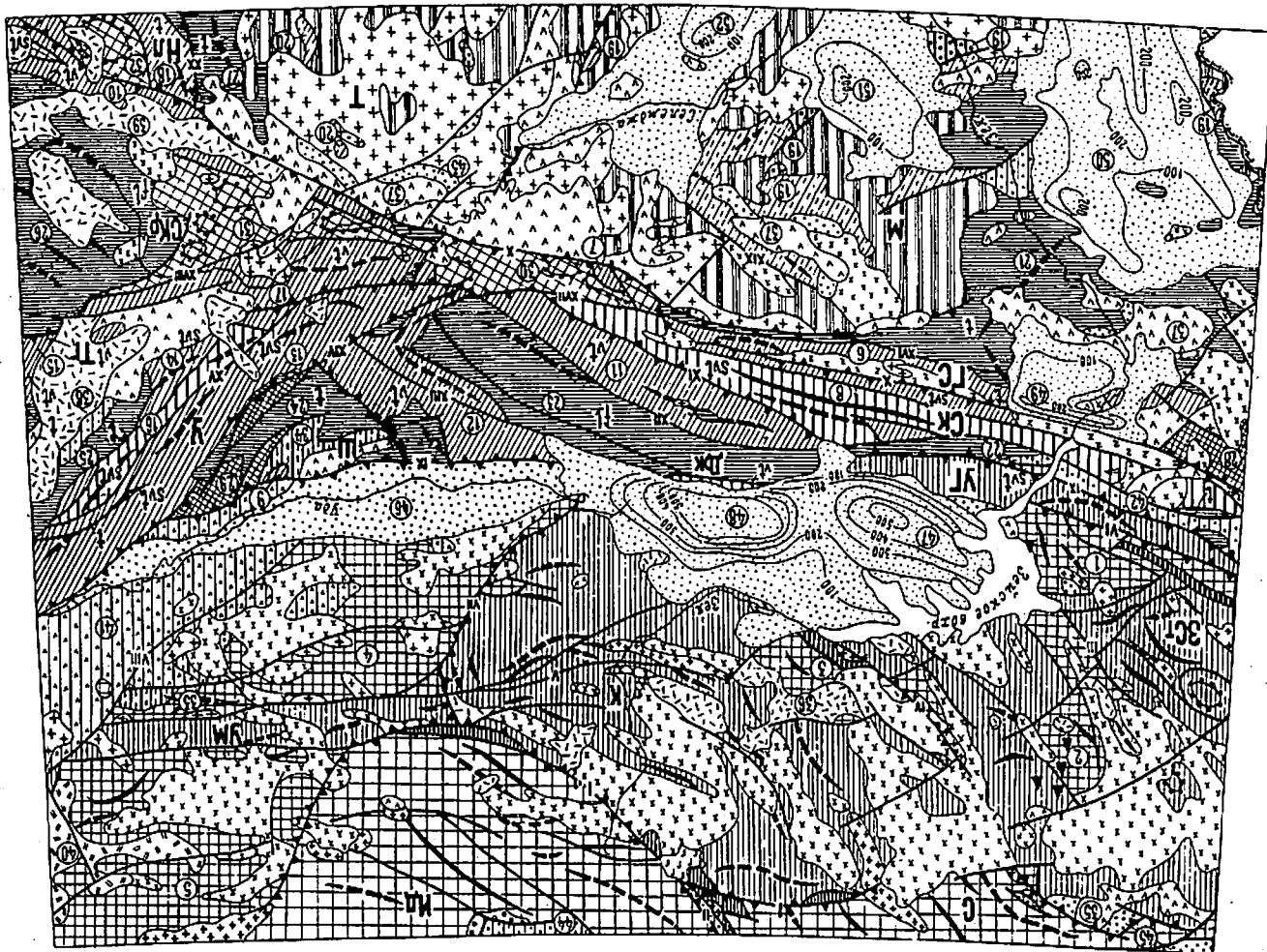
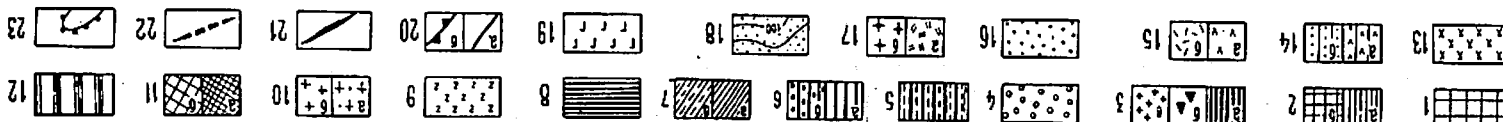
Удско-Майская зона субширотного простирания характеризуется преобладанием линейных складчатых структур, подчиненных в целом синклинорной структуре, согласной с простиранием зоны и отделенной от выступов раннеархейского основания древними синтетоническими разломами. В ядрах синклиналей развиты образования лавлинской свиты, на крыльях — сиваканской. Структура синклинория осложнена разломами, по которым он разделяется на ряд блоков. У восточной границы рассматриваемой площади наблюдается фрагмент Лавлинского блока, являющегося северо-восточным продолжением Удско-Майского синклинория (В. А. Гурьянов, Н. М. Фролов, 1982). Шарнир синклинория субгоризонтален. Узкой линейно-блоковой структурой является и Усть-Гилейская зона, также имеющая в целом синклинорное строение. В ядре структуры выходят породы мотовинской свиты, а на ее восточном фланге — минжакской.

Раннепротерозойский структурный этап становид сформировался на орогенной стадии развития и включает разнообразие магматические образования (базиты и гранитоиды), а также вулканогенно-осадочные породы, сохранившиеся в тектонических клиньях. С орогенными движениями раннего протерозоя связана регионально проявленная тектоническая переработка архейского субстрата: расщепление, диафторез, значительные блоковые перемещения, в том числе надвигового типа [4]. Вулканогенно-осадочные образования протерозоя зонально метаморфизованы в зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой фациях и приурочены к разломам, ограничивающим блоки (зоны) раннего архея. Отложения во впадинах (тектонических клиньях) интенсивно дислоцированы, смяты в узкие, крутые асимметричные складки, расщеплены, катаклазированы. Распространение наложенных деформаций среди архейских образований имеет региональный, зональный и неравномерный характер [20, 92]. Часть зон наложенных деформаций имеет, по-видимому, пологое залегание. Предполагается, что blastotakalazhity по пологим зонам с образованием «очковых» гнейсов существенно проявились в пределах глиноземистых толщ. Blastotakalazhity выходят в ядре Джелтула-Моготского поднятия, а также среди мезозойских гранитоидов Унахинского и Мульмугинского массивов.

Структуры чехла в пределах Алдано-Станового щита развиты весьма ограниченно и представлены терригенно-карбонатными отложениями. Уурской серии нижнего рифа и карбонатными породами венда (юдом-ская свита). Залегание пород в сохранившихся фрагментах субгоризонтальное, реже наклонное (до 15—30°) вблизи разрывных нарушений.

[illegible]

Рис. 2. Тектоническая схема.

[illegible]

Породы раннего рифея, по данным Б. А. Микаилова и др. (1971), образуют пологие субширотные складки с размахом крыльев до 100 м, уг. пад. 3—10°.

Перикратонные структуры Чогарской зоны

Венд-раннепалеозойский структурный этаж представлен карбонатно-терригенно-вулканогенными и карбонатно-терригенными образованиями Немецко-Алтинского и Шевлинского перикратонных прогибов. Немецко-Алтинский прогиб реконструируется по небольшим фрагментам вендских отложений, залегающим в грабенообразных тектонических блоках вдоль Анского разлома. Отложения венда (3000 м) смяты в брахиформные и сложные дисгармоничные складки, обычно мелкие флексуры, плейчатость. Углы падения колеблются от 15 до 70°, но наиболее часты 30—40°. В отдельных блоках отмечается моноклинальное залегание с падением слоев на юго-запад, а также в восточных румбах. Учитывая несоответствие складчатой структуры северо-восточной ориентировке полос развития рассматриваемых образований, можно предполагать первоначально более широкое распространение структуры Немецко-Алтинского прогиба.

Карбонатно-терригенный комплекс Шевлинского прогиба [43, 47] суммарной мощностью более 8000 м составляет крупную брахисинклиналь. В ядре структуры выходят отложения верхнего кембрия и ордовика, а на крыльях — нижнего кембрия. Углы падения на ЮВ крыле составляют 45—55°, а вблизи ядра (к СЗ от р. Шелли) уменьшаются до 20°. Отмечаются осложняющие флексурыные перегибы с углами падения от 30 до 70°. На СЗ крыле синклинали (бассейн рек Эльга и М. Сункиан) намечается ряд антиклинальных и синклиналиных складок шириной до 400 м с углами падения крыльев 40—60°.

Позднепалеозойский структурный этаж представлен гранитными интрузиями лантарского комплекса, приуроченными к Удехинскому разлому. Плутоногенная зона прослеживается субшироко на расстоянии свыше 100 км при ширине до 20—30 км. На простирании зоны к востоку за пределами рассматриваемой территории известны терригенные образования позднего девона (В. А. Гурьянов и др., 1982), указывающие на сопряженное с гранитондным магматизмом (или предшествующее ему) формирование перикратонного прогиба. О тектоно-магматической активности позднего палеозоя в пределах юго-восточной окраины Сибирского кратона свидетельствуют также дайки диабазов, развитые к северу от гранитондной зоны в верховьях хр. Таркан (Идумский блок).

СТРУКТУРЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В пределах рассматриваемой территории выделены структуры Амуро-Охотской, Сихотэ-Алинской складчатых систем и Бурейнского массива. В региональном плане они могут быть отнесены как к единой Восточно-Азиатской (по Е. Б. Бельгенову) или Амурской (по Д. А. Кирикову и В. В. Руссу) области, так и к двум областям — Монгольской и Дальневосточной (Л. И. Красный, В. А. Амантов). Формирование геосинклинально-складчатых структур охватывает интервал времени от венда до поздней юры — раннего мела и носит полициклический направленный характер. В их фундаменте выделяются структурные комплексы раннеархейского, позднеархейского, раннепротерозойского структурных этажей и позднепротерозойский (рифейский)

структурный комплекс байкалит. Геосинклинальные образования слагают каледонский (венд—ранний палеозой), герцинский (палеозой—ранний мезозой) и мезозойский (поздний триас—готерив) структурные этажи.

Стратифицированные образования Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской систем объединены в формационные комплексы, которые соответствуют формационным рядам и характеризуют условия формирования седиментогенных структур, отражая стадию и латеральную неоднородность проявления геосинклинального процесса. Корреляция формационных комплексов (с учетом данных по магматизму и дислокациям) положена в основу выделения структурных этажей и подразделение складчатых систем на сегменты и структурно-формационные зоны (см. рис. 2). На уровне формационных комплексов рассматриваются строение и состав складчатых структур — синклиниев, антиклинориев, складчатых зон и прогибов: каждая частная структура образована одним формационным комплексом и нередко представляет собой геологический блок, отделенный от соседних структур разломами. Граница Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем проводится достаточно условно, поскольку в пределах района между ними не устанавливаются принципиальных различий ни в строении фундамента, ни в составе разновозрастных геосинклинальных отложений [9, 91].

Структуры фундамента

Раннеархейский структурный этаж, в пределах Баладского выступа фундамента Амуро-Охотской складчатой системы представлен анизотропной формацией (баладский комплекс). Эти образования в целом аналогичны анизотропной формации раннеархейского структурного комплекса Чогарского блока Становой области и являются, по существу, его южным продолжением. Раннеархейские кристаллические образования фундамента Бурейского массива в северной части Мамынского блока слагают небольшие тектонические блоки и ксенолиты среди протерозойских и палеозойских гранитоидов.

Позднеархейский структурный этаж представлен кристаллическими образованиями фундамента Бурейского массива: метаморфическим комплексом и интрузивными гранитовой формации. Эти образования прорваны гранитоидами позднего протерозоя, нередко образуя в них крупные ксенолиты (скиалиты). В большинстве случаев можно предположить, что цоколь раннепротерозойской подвижной области и байкалит фундамента Бурейского массива опущен на большую глубину, а наблюдаемые реликты позднеархейского субстрата приурочены к интенсивно гранитизированным поднятиям. В региональном плане эти поднятия тяготеют к северному ограничению Мамынского блока и западному Туранского блока. В пределах Гонжинского выступа фундамента Амуро-Охотской складчатой системы и в северной части Мамынского блока Бурейского массива метаморфические образования позднего архея по составу и характеру дислокаций аналогичны становому комплексу.

Раннепротерозойский структурный этаж развит фрагментарно в пределах Бурейского массива, где он представлен метаморфическими образованиями амурской серии и интрузивными метагабброидной и мигматит-гранитовой формаций (древнеамурский и древнебурейский комплексы). Фрагменты складчатых структур располагаются в восточной части Туранского блока, представляя собой, по-видимому, провесы позднелазовского гранитондного батолита. Простирание структур меридиональное с отклонением в СЗ, в меньшей степени в СВ направлении, протяженность до десятков километров. Углы падения

Венд-раннепалеозойский (каледонский) структурный этаж Амуро-Охотской системы образован кремнисто-вулканогенно-терригенным формационным комплексом внутренней (осевой) подзоны эвгеосинклиналя. Мощность отложений выше 4000—5000 м. В пределах Долбырь-Тунгалинской складчатой зоны стратифицированные образования венда, метаморфизованные до фации филлитов, интенсивно дислоцированы. Наблюдаются как первичные складчатые структуры, так и наложенные деформации в связи с приуроченностью к Джагинской зоне смятия [30, 84]. Складчатые структуры первого порядка (крупная Нягинская антиклиналь и сопряженная с ней синклиналь) характеризуются плавным погружением шарниров на ЮВ и умеренным (30—40°) падением крыльев. Эти структуры осложнены складками более высоких порядков шириной до 30—70 м. На крыльях преобладают изоклинальные складки и складки волочения, а в сводовых частях наблюдаются складки остроугольные, близкие к изоклинальным, узкие с вертикальным, наклонным или почти горизонтальным залеганием осевой плоскости. Складки первого порядка ориентированы согласно с общим простиранием каледонского и унаследованного герцинского прогибов (в пределах Соктаханского блока) и сформировались, вероятно, в позднем палеозое—мезозое. Кремнисто-вулканогенно-терригенный комплекс кембрия Ир-Нимийского антиклинория [70] смят в складки СВ простирания, параллельные в целом тектоническим ограничениям антиклинория. В современном разрезе наблюдается лишь фрагмент СВ крыла антиклинория, образованного системой сжатых складок, разорванных продольными и поперечными разломами (Г. В. Роганов и др., 1977). На ЮЗ выявлена синклиналь протяженностью до 60 км при ширине до 5 км. Углы падения ее крыльев достигают 60—80°, широко развита мелкая складчатость. На СВ антиклинория распространена изоклинальная складчатость с крутым падением слоев на ЮВ. Отдельные складки имеют протяженность до 10 км при ширине 1—2 км.

Палеозойско-раннемезозойский (герцинский) структурный этаж Амуро-Охотской системы представлен разнообразными формационными комплексами, соотношения которых позволяют заметить положение внутренней и внешней подзон эвгеосинклиналя (им соответствуют кремнисто-вулканогенно-терригенный и вулканогенно-терригенный комплексы), мезоэвгеосинклинальных зон (терригенный формационный комплекс), орогенных и позднеэвгеосинклинальных прогибов (терригенный комплекс). В Галамском синклинории внутренней подзоны эвгеосинклиналя мощность кремнисто-вулканогенно-терригенных отложений достигает 15 км. Этот формационный комплекс представляет собой единый ритмично построенный ряд [70]. Для СВ крыла синклинория характерно близкое к моноклинальному залегание слоев с падением на ЮВ под углом 50—80°. Залегание слоев в ЮВ крыле также крутое. В ядре синклинория породы смяты в крупные линейные складки СВ простирания, протягивающиеся на расстояние до 20 км и более при ширине 1—2 км; углы падения крыльев синклинория составляют 75—80°. Трактовка вулканогенно-кремнистых и некоторых других типов пород как олистостромы или части палеозойского разреза Галамского синклинория не является общепризнанной. Предлагается вариант их аллохтонного положения в качестве складчатых тектонических линз, клиньев и пластин — отторженцев кембрийских структур; часть пород рассматривается как тектонические брекчи [36].

Кремнисто-вулканогенно-терригенный комплекс Тельского синклинория имеет мощность выше 10 км [70]. Залегание пород северо-западного крыла синклинория выдержанное по простиранию, близкое к мо-

крыльев одной из синклиналей (междуречье Никана и Акишмы) 30—50°. Крылья осложнены мелкими изоклинальными складками, микро-складками, имеющими часто более крутое падение и опрокинутое залегание. Раннепротерозойский структурный этаж фиксируется проявлением интрузивного гранитоидного магматизма в пределах Гонжинского и Баладского выступов Амуро-Охотской складчатой системы. По составу и структурной позиции соответствующие гранитоиды (интрузивный, тохиканский комплексы) могут быть сопоставлены с интрузивами Становой области, что позволяет, учитывая данные по археозою (см. выше), рассматривать по крайней мере часть фундамента Амуро-Охотской системы в качестве структуры станового типа.

Позднепротерозойский (рифейский) структурный этаж байкалит фундамента Буруевского массива представлен карбонатно-терригенными, вулканогенными и кремнистыми отложениями туранской серии значительной суммарной мощности (до 7000 м), метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Вместе с метагабброидами они составляют складки среди гранитоидов кивийского комплекса. Для складчатых структур байкалит можно предполагать в целом дугообразное, с выпуклостью к С, расположение с преобладанием СВ простирания в западной части Мамынской зоны, субширотного до ЮВ в северной и восточной частях последнего. Наиболее крупная синклинальная структура прослеживается среди отложений нектинской и дагмарской толщ в районе нижнего течения р. Слемяджа на ЮВ Мамынского блока. Синклиналь асимметрична, простирается в широтном — северо-восточном направлении на расстоянии 45 км при ширине не менее 25 км. Углы падения южного крыла 30—60°, северного 65—80°. Складки более высоких порядков шириной до 50 м ориентированы согласно простиранию крупных структур, имеют крутые (70—85°) до вертикальных углы падения осевых плоскостей или опрокинуты к юго-востоку. Иногда в породах отмечается гофрировка и мелкие складки волочения (плывчатость). В восточной части Туранского блока в поле развития отложенной союзенской свиты устанавливается близмеридиональное простирание структур с преобладающим падением пород к З под углом 40—50°. Залегание пород рассматривается как опрокинутое, наблюдаются мелкие, часто изоклинальные складки, а также поперечные складки шириной до сотен метров с падением крыльев до 80°.

Байкалиты фундамента Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем представлены вулканогенно-терригенными отложениями рифея, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Для этих образований характерно развитие овально-купольных структур, обладающих местами внутренней структурно-метаморфической зональностью. Степень метаморфизма и метасоматической переработки возрастает по направлению к центральной части куполов. На примере Софийского (Право-Буруевского) купола доказывается влияние на его формирование неоднородность метаморфо-метасоматических преобразований рифейских толщ, процессы гранитообразования и синклинатического гранитного диапиризма. Известные в районе купольные (брахиформные) структуры характеризуются значительными размерами — до первых десятков километров по длинной оси. Купольные структуры разделяются синклиналями. Падение крыльев структур пологое — до 20—30°, местами достигает 40—50° и более. Ширина мелких складок до первых сотен метров; обычно они простые, симметричные, реже остроугольные, изоклинальные, опрокинутые. Распространены складки шириной до первых сотен метров, осложненные в свою очередь складками волочения и течения (плывчатость). Отмечаются пологие изгибы слоев, флексуры, мелкая гофрировка. Повсеместно проявлен кливаж течения (кристаллизационная сланцеватость), параллельный слонистости пород.

ноклинальному с падением на ЮВ под углом $40-80^\circ$. В верховьях р. Галам закартирована (Д. Ф. Фомин, С. Г. Кисляков, 1972) крупная синклиналь северо-восточного простирания с углами падения слоев на крыльях $50-65^\circ$, в осевой части до $75-85^\circ$. Изредка наблюдаются складки высокого порядка шириной до 1,5 км, осложняющие эту структуру и в целом конформные ей.

Структуры внешней подзоны эвгеосинклинали в пределах Амуро-Охотской системы располагаются к северу от внутренней подзоны (Ланский и Туксинский синклинорий) и к югу от нее (Тугурский синклинорий). Вулканогенно-терригенный формационный комплекс Ланского синклинория достигает мощности 20 км. Для него характерно грубо ритмичное строение и флишoidalный характер верхней части разреза [43]. В синклинории обособлены две складчатые подзоны. Среднедевонские и каменноугольные отложения первой подзоны смяты в систему складок линейного типа, конформных границе Шевлинского блока. Углы падения на крыльях $50-85^\circ$; складки нормальные с размахом крыльев до 1 км, редко опрокинутые, асимметричные: мелкая складчатость не типична и наблюдается преимущественно в отложениях делювской свиты. Верхнепермские отложения второй подзоны наведены на указанные структуры по Ланскому разлому, косо срезающему последние. Отложения смяты в узкую синклиналь (Артекская синклиналь, по М. Т. Турбину), осложненную складками второго порядка, оси которых располагаются кулисообразно под небольшим углом к оси синклинали. Углы падения на крыльях достигают $70-80^\circ$. Отмечается сложная мелкая складчатость: наиболее обычны изоклинальные асимметричные складки, нормальные или опрокинутые к северу, с углами падения крыльев от 45 до 80° .

Вулканогенно-терригенный комплекс Туксинского синклинория включает отложения позднего карбона — ранней перми общей мощностью свыше 3500 м. В его пределах выделяется крупная синклинальная складка линейного типа (Туксинская синклиналь, по М. Т. Турбину), простирания в широтном — юго-восточном направлении на расстоянии 200 км при ширине $40-50$ км. Шарнир синклинали ундулирует, погружаясь и воздымаясь под углом $5-10^\circ$. Складка асимметричная: южное крыло более крутое ($50-70^\circ$ и круче), чем северное ($30-35^\circ$). В направлении с 3 на В от верховьев р. Тукси до среднего течения рек Нектер и Талома южное крыло синклинали изменяет залегание от нормального к опрокинутому на север. Многочисленны мелкие складки, в том числе вторичные, в пределах южного крыла синклинали. Мелкие складки северного крыла разнообразны: в компетентных породах нормальные и крутопадающие, а в некомпетентных — изоклинальные опрокинутые на север с полого падающими осевыми плоскостями.

Тугурский синклинорий располагается в пределах рассматриваемой территории лишь небольшим фрагментом своей западной части. Здесь наблюдается вулканогенно-терригенный разрез среднего девона — нижнего карбона общей мощностью 5700 м, слагающий северное крыло синклинали, ограниченное разрывными нарушениями. Обычны складки второго порядка шириной 300—400 м с углами падения до $60-70^\circ$, а также мелкие складки (до 2—10 м).

Многоэосинклиналильные структурно-формационные зоны герциниды Амуро-Охотской складчатой системы сопряжены с внутренней подзоной эвгеосинклинали, располагаясь к югу (Гагско-Сагаанская зона) и к северу (Гербиканская зона) в переходной зоне от эвгеосинклинали к «жестким» структурам Бурейского массива и Сибирского кратона. Контакты соответствующих складчатых зон тектонические; характерна приуроченность к ним протяженных тел габброидов. Гагско-Сагаанская

зона включает терригенные образования среднего — верхнего девона и нижнего карбона общей мощностью около 3000 м. Они состоят антиклиналь широтного простирания со слабо ундулирующим шарниром, крутопадающими крыльями и почти вертикальным залеганием осевой плоскости. Ядра осложняющих синклинальных складок образованы нижнекаменноугольными отложениями, углы падения крыльев $45-65^\circ$. Среди малых форм преобладают крутые асимметричные нормальные складки шириной до нескольких сотен метров; оси складок ориентированы в субширотном направлении.

Для ряда мегаструктур герциниды Амуро-Охотской системы отмечается развитие позднего подъяруса, представленного терригенным формационным комплексом и соответствующего, вероятно, инверсионно-орогенной стадии. Указанные отложения известны в пределах Ланского синклинория — позднепермская алевролитно-песчаниковая (туфогенная) и раннетриасовая конгломерато-песчаниковая формация суммарной мощностью около 1000 м, в тектоническом блоке на границе Галамского синклинория и Ир-Нимийского антиклинория — позднепермская конгломерато-граувакковая формация мощностью более 3000 м [43, 70]. Аналогичные образования известны в пределах Илиндинского блока, где они условно отнесены к позднему карбону. Соответствующие складчатые структуры ограничены зонами разломов, часто надвигового типа, и их структурный план в целом совпадает со структурой нижнего подъяруса.

Средне-позднепалеозойский (герцинский) этаж Сихотэ-Алинской системы представлен структурами внутренней (Ниланский антиклинорий) и внешней (Селемджинский антиклинорий, Кербинская складчатая зона) зон эвгеосинклинали. В ядре Ниланского антиклинория локализован Софийский выступ байкалд. В восточной части структуры кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения (более 3000 м), относимые к нижнему — среднему девону и нижнему карбону, залегают в целом моноклинально с падением на ВСВ под углом $15-40^\circ$. В западной части антиклинория, где развиты кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения карбона — нижней перми (до 4000 м), складчатые структуры конформны ограничению Бурейского массива и Софийского купола, простираясь в меридиональном направлении. Западные крыло крупной синклинали относительно пологое с углами падения от $12-20$ до $30-40^\circ$, восточное более крутое (от $20-40$ до 60°). Характерна осложняющая мелкая складчатость, кливаж. Селемджинский антиклинорий сложен вулканогенно-терригенными образованиями среднего девона (7000 м) и среднего — верхнего карбона (свыше 7000 м). Главной структурой является Челогорская антиклиналь, южное и северное крылья которой осложнены синклиналями. Углы падения крыльев структур первого порядка от $20-30$ до $40-50^\circ$. Многочисленны мелкие складки шириной от первых метров до 200—500 м — остроугольные, опрокинутые, веерообразные, обычно асимметричные или изоклинальные, продольные или поперечные. В пределах Кербинской складчатой зоны, состав отложений которой аналогичен Селемджинской антиклинории, развиты линейные складчатые структуры северо-западного направления, большей частью опрокинутые на ЮЗ. Осевые поверхности складок наклонены на СВ под углом $25-45^\circ$ в западной части зоны и под углом $65-85^\circ$ в восточной. Ширина складок первые километры при длине до 30 км. Характерно осложнение опрокинутых крыльев структур крутопадающими на СВ согласными надвигами, что позволяет рассматривать Кербинскую зону как складчато-надвиговую.

Мезозойский структурный этаж включает многоэосинклиналильные флишoidalные Джигдинский и Нимеленский прогибы и систему терригенных приэосинклиналильных (хемигеосинклиналильных, параэосинклиналильных, «побочных») прогибов. Последняя включает прогибы, распро-

северо-западного направления, как бы «обтекающую» северо-восточное окончание Буренского массива. Углы падения слоев в пределах западного крыла составляют 10—20°, на восточном крыле они более крутые — до 30—40°, реже 50—70° (вблизи Тастахского разлома).

Структуры Буренского массива

Венд-раннепалеозойский структурный этаж включает карбонатно-терригенный формационный комплекс Норско-Сухотинского палеозойного прогиба и плутогенные гранитоидные зоны раннего палеозоя (суларинский комплекс), локализованные соответственно в западной (Мамынской) и восточной (Туранской) зонах Буренского массива. Венд-нижнекембрийские отложения прогиба сохранились фрагментарно. В пределах наиболее крупного Чагоянского выхода породы образуют антиклиналь. Углы падения слоев на крыльях составляют 60—90°, иногда наблюдается опрокинутое залегание. Дополнительная мелкая складчатость и плоскостность особенно характерна для тонкослоистых мраморизованных известняков. Отложения, развитые по р. Мамынь ниже устья р. Гарь, залегают монокиналино с крутым падением (60—90°) на ЮВ.

Палеозойско-раннемезозойский структурный этаж включает силурийско-девонские отложения Норско-Сухотинского (Мамынского), Ниманского прогибов и плутогенные габбро-гранитоидные зоны позднего палеозоя — раннего мезозоя. Терригенный формационный комплекс Норско-Сухотинского прогиба суммарной мощностью более 7000 м представлен силурийскими и девонскими отложениями. Складчатые дислокации имеют северо-восточное простирание, изменяющееся вблизи Верхнеаманского разлома на ССЗ, что может указывать на краевое положение этого разлома. Отложения силура образуют протяженные брахисинклинали с углами падения крыльев 20—30°, реже отмечаются более крутое падение (до 50—75°), возможно связанное с перемещениями по разломам. Дополнительная мелкая складчатость не характерна. Девонские образования, судя по сохранившимся фрагментам, сравнительно слабо дислоцированы. Так, в верховьях р. Джелтулак (СЗ прогиба) отложения аналогов имачинской и ольдойской свит залегают монокиналино, падая на ССЗ под углом 10—30°. Терригенные отложения нижнего — среднего девона Ниманского прогиба (более 2000 м) на правобережье Нимана образуют синклиналь СВ простирания протяженностью около 8 км при ширине 3—5 км. Углы падения на крыльях достигают 70—75°. Отмечаются осложняющие мелкие изоклинальные складки. Осевые поверхности складок наклонены на СВ под углом 50°. На правобережье р. Диктанак фиксируется ряд складок северо-западного и субмеридионального простирания с углами падения крыльев 30—80°, также осложненные мелкой складчатостью. Позднепалеозойские гранитоиды Туранской и северной части Мамынской зон слогают, по-видимому, единый батолит, местами сравнительно малоэродированный. Характерны ССЗ ответвления плутона, располагающиеся севернее Верхнеаманского разлома, и аналогичная ориентировка массивов триасовых гранитов харинского комплекса. То же простирание имеет зона Южно-Турунгинского разлома, ограничивающая с севера как батолит, так и собственно Буренский массив. Иную структурную позицию занимают позднепалеозойские гранитоиды, локализованные в пределах Норско-Сухотинского прогиба. Они слогают удлинённые массивы, ориентированные в юго-западном до субширотного направлении. Возможно, эта часть Буренского массива испытала относительно меньшее поднятие и гранитоиды на глубине имеют более широкое развитие.

ложные как к северу от геосинклинальной зоны — Удский и Торомский, так и к югу или к западу от нее — Ушумунский, Арбинский, Буренский. В строении мезозойских прогибов в большинстве случаев принимают участие верхнетриасовые (карний, норий) и юрские отложения, разделенные структурным или стратиграфическим несогласием. Флишовой формационный комплекс (мощностью до 10 000 м) характеризуется сменой во времени отложений грауваккового типа отложениями флишовой или флишевого типа [43, 51]. Складчатая структура Джатгинского прогиба характеризуется юго-западным направлением падения пород и представляет собой фрагмент широкого крыла, по которому сочленяются две протяженные линейные складки: антиклинальная (на С) и синклинальная (на Ю). Углы падения колеблются от 25 до 85—90°, наблюдается мелкая складчатость. Особенно велико количество мелких складок с размахом крыльев до 15—20 м в нелской и аманской свитах; преобладают остроугольные, близкие к изоклинальным, обычно асимметричные складки, часто опрокинутые с подоглопадающими (35—45°) крыльями [43]. Западная часть Ниманского прогиба (в пределах рассматриваемой территории) характеризуется развитием разнорядковой линейной складчатости на фоне общей довольно простой синклинальной структуры. Складки изгибаются в плане, нередко имеют опрокинутое залегание, осложнены остроугольными и изоклинальными складками, нормальными или опрокинутыми на СВ (в северной части структуры) и на Ю (в южной части). Наблюдаются небольшие сундучные складки, относительно крутые (200—250 м) и пологие антиклинальные складки. Шарниры складок обычно горизонтальные или пологие, реже крутые до вертикальных, что связывается с горизонтальными сдвиговыми перемещениями блоков (северо-восточная часть структуры). В западной части прогиба наблюдаются особенно интенсивные дислокации: многочисленны небольшие (до первых метров) складки, плоскостность, гофрировка. Наклон крыльев линейных складок от 60—80° (на В) до 20—30° (на СЗ прогиба).

Для терригенно-формационного комплекса пригеосинклинальных прогибов характерно преобладание сероцветных аркозовых формаций большой мощности (до 4000—10 000 м). Не менее характерным является тип дислокаций: почти горизонтальное залегание пород на больших пространствах, преобладание широких брахисинклиналей осложненных, мелкими складками. В Удском прогибе верхнетриасовые, нижне- и среднеюрские отложения образуют брахискладки северо-западного простирания; брахисинклинали протягиваются на 45—50 км при ширине 20—25 км, углы падения крыльев достигают 35—45° [43]. Дислокации верхнеюрских отложений представлены широкими пологими складками. Структуры Торомского прогиба заходят в пределы рассматриваемой территории юго-западной частью Тонумской синклинали, представляющей собой в поперечном сечении коробчатую «плоскодонную» складку штампового типа (Г. В. Рогов, 1977). Юрские отложения на крыльях залегают в целом монокиналино и наклонены под углами 10—30°. Углы падения от периферии к центру синклинали уменьшаются до 5—15°. Складчатые структуры Ушумунского прогиба имеют северо-восточное простирание в восточной его части, субширотное до северо-западного — в юго-западной части прогиба. Выделяются протяженные синклинали, для которых характерны сравнительно пологие углы падения крыльев — 10—20, реже 35—40°. На крыльях синклиналей иногда развиты небольшие складки шириной от первых десятков метров до первых километров, нередко асимметричные. К ядрам структур приурочены дополнительные мелкие складки, обычно брахиформные или коробчатые. Конгломерато-песчано-алевролитовые сероцветные отложения Буренского прогиба имеют мощность свыше 3000 м и собраны в широкую асимметричную синклиналь субмеридионального до

Структурный этап мезозой Центрально-Азиатского орогенного пояса в пределах рассматриваемой территории характеризуются развитием плутогенных, плутогенно-вулканогенных и молассоидных образований, сформированных в течение трех этапов и подразделяется на орогенные системы и зоны [64]. Структуры раннего этапа представлены молассовыми, вулканогенно-молассовыми прогибами и впадинами, а также плутогенными зонами гранитоидного состава. Мощность континентальных отложений в прогибах и впадинах достигает 1000—2000 м (нагорная, токинская, холодиканская, верхнемолчанская свиты). В пределах Удской и Селитканской зон молассовые отложения сменяются вверх по разрезу эффузивами преимущественно среднего состава, достигающими мощности 1000 м и более. Последние развиты и за пределами прогибов, залегающих на порогах фундамента. Плутогенные зоны представлены поясами и ареалами крупных «макрорегионных» мезо-эпизональных гранитоидных интрузий преимущественно умеренно кислого состава (тыдинско-бакаранский, удский, верхнеамурский, харинский комплексы). В своем развитии они тяготеют к внутренним частям блоковых систем фундамента, ограниченных протяженными зонами разломов и испытывающих, по-видимому, восходящие сводовые движения. К зонам разломов и блокам, примыкающим к ним, приурочены прогибы и впадины. К пограничным структурам этого типа относятся Монголо-Охотский, Становой, Южно-Тукурингский, Кумунский разломы. Наблюдается чередование протяженных амагматических зон прогибания или сжатия и плутогенных сводовых зон, простирающихся в субширотном направлении (см. рис. 2). Строение нижнего орогенного подъяруса в пределах плутогенных зон определяется морфологией гранитоидных тел и положением магмоконтролирующих разрывных нарушений. По геолого-геофизическим данным гранитоидные тела Центрально-Становой зоны приурочены к системам крутопадающих кулисообразно расположенных разломов преимущественно северо-западного простирания и локализованы в соответствии с механизмом «глубинной кальдеры» вдоль этих и оперяющих пологопадающих разломов [8].

Структуры среднего этапа — плутогенно-вулканогенные зоны — приурочены главным образом к границам блоков фундамента орогенной области и к осевым частям плутогенных сводовых поднятий раннего этапа. В строении зон принимают участие как вулканогенные, так и молассовые образования, а также разнообразие, преимущественно гранитоидные интрузии. Характерна тесная ассоциация этих образований и определенная последовательность их формирования: отложения молассовых прогибов второго этапа (перемыканская, уганская, огоджинская свиты) обычно перекрыты вулканами, последние прорваны интрузивными коагматами. Особенности геологического строения среднего подъяруса указывают на режим дифференцированных блоковых движений, северо-восточная и северо-западная ориентировка блоковых структур, характерны линейно-узловое расположение вулканогенных образований, разнообразие размеров и морфология интрузивных тел (дайки, штоки, небольшие трещинные массивы и батолитоподобные тела), эпизональный облик интрузий. Трещинные интрузивы за пределами вулканоструктур приурочены к направлениям, поперечным и диагональным (оперяющим) по отношению к ориентировке вулканических зон, что указывает на развитие сдвиговых перемещений вдоль главных магмоконтролирующих разломов. Степень дислоцированности стратифицированных молассовых и вулканогенных отложе-

ний, за исключением разломной тектоники, невелика: наклоны пластов достигают 5—10°, редко более, указывая на перекосы блоков и слабое проявление складчатых дислокаций.

Структуры позднего этапа представлены локальными молассовыми прогибами, развивавшимися затем в платформенные прогибы, под отложениями которых и скрыты в основном соответствующие орогенные ранне-позднемоловые образования. Орогенные молассовые отложения позднего этапа известны в пределах Сырканской и Ушумунской впадин (филимошинская, завитинская свиты). Мощность отложений достигает первых сотен метров. Они характеризуются фациальной изменчивостью, относятся к комплексу пойменно-русловых речных отложений и в ряде случаев представляют собой переходные слои от подстилающих вулканогенно-терригенных образований к перекрывающим платформенным отложениям. В структурном отношении эти образования составляют одно целое с прогибами молодой платформы (см. ниже).

Внегеосинклинально-орогенный структурный этап мезозой Охотского вулканогенно представлен западным флангом Преддзугдурского прогиба и отдельными гранитоидными интрузиями позднего мела (дзугдурской комплекс). Особенности структуры Преддзугдурского прогиба, по В. А. Гурьянову и Н. М. Фролову (1982), определяются блоковым строением фундамента. Главными магмоподводящими структурами являются продольные разломы СВ простирания. Размещение вулканотектонических структур определяется пересечением продольных разломов поперечными, имеющими СЗ и близмеридиональное простирание. В развитии структур выделяются стадии последовательного формирования депрессий, вулканокупольных поднятий, кальдер и интрузивно-купольных поднятий. Образования каждой стадии могут быть полигенными. Для кальдер и вулканокупольных поднятий характерно развитие дуговых разломов. Размещение интрузий дзугдурского комплекса за пределами Преддзугдурского прогиба также же контролируется разломами северо-западной и северо-восточной ориентировки.

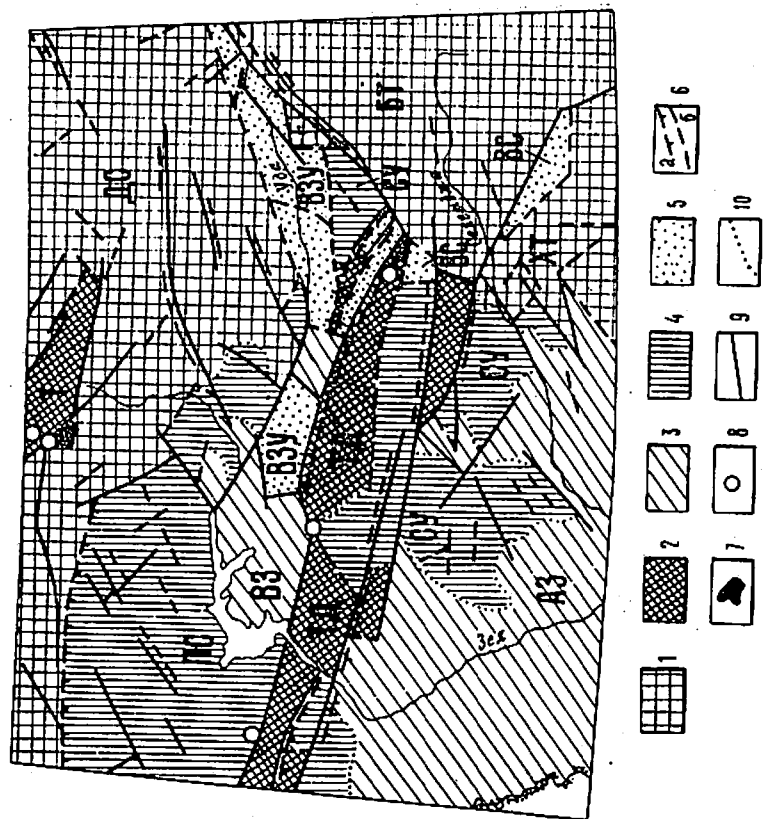
СТРУКТУРЫ МОЛОДОЙ ПЛАТФОРМЫ

Платформенный чехол Верхнезейской и Амуро-Зейской депрессий представлен фациями руслово-пойменных и болотно-озерных отложений, соответствующих континентальной угленосной молассе [12] и залегающих в целом горизонтально. В пределах депрессий располагается ряд впадин, формирование которых было связано с нисходящими движениями отдельных блоков, в том числе по зонам региональных разломов. Динамика развития впадин достаточно многообразна. Они различны по морфологии (симметричные, асимметричные), по времени развития, мощности и полноте разреза. Наиболее полный разрез представлен в Ушумунской впадине. Он включает отложения маастрихт-дань, палеогена, миоцена и плиоцен-раннечетвертичного времени суммарной мощностью более 400 м. Глубина залегания фундамента впадины достигает 300 м (район пос. Мухино). Для строения впадины характерно чередование относительно опущенных и приподнятых участков, протяженных в ССЗ направлении (пологоволнистый рельеф фундамента). Впадины Верхнезейской депрессии и Пиканская впадина формировались в основном начиная с миоцена. Мощность разреза отложений верхнезейских впадин 600—650 м, а глубина залегания фундамента превышает 500 м. Эти впадины, особенно Амканская, асимметричны: южный борт их более крутой. Пиканская впадина отличается резкой вытянутостью при небольшой (первые километры) ширине; глубина залегания фундамента по оси впадины превышает 200 м. Сар-

таинская и Ульминская впадины северного фланга Зейско-Буреинского прогиба развивались, начиная с плиоцена. Это широкое и сравнительно неглубокое (около 200 м) впадины.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

На неотектонической стадии рассматриваемая территория была вовлечена в общее дифференцированное воздымание. Сопреженные нисходящие движения проявлены локально и лишь местами сопровожда-



могут достигать сотен метров. Для большинства разломов положение плоскости сместителя по-видимому, субвертикальное; для ряда разломов или их участков отмечается наклонное, как правило достаточно крутое залегание. Тангенциальная, в том числе сдвиговая, составляющая, перемещений по ряду разломов (Становой, Монголо-Охотский, Улигданский и др.), вероятно, весьма велика (первые единицы и десятки километров), но расчет ее затруднителен.

Зоны главных разломов представлены субпараллельными системами разрывов шириной до нескольких километров, в пределах которых породы претерпели катаклаз и метасоматическую переработку. Отмечается развитие самых разнообразных тектонитов и метасоматитов (диафоритов-генейсондов, бластомионитов, бластокатаклазитов, тектонических сланцев), зон дробления, брекчирования, кливажирования, гидротермальной проработки. Структурно-вещественное преобразование пород распространяется за пределы зон разломов на расстояние до нескольких километров. С мезозойскими движениями вдоль системы разломов Турунгинро-Джагинского сегмента связано формирование известной Джагинской зоны смятия [30, 43]. Ее изучение показало, что наложенные дислокации и метаморфизм пород развиты главным образом вдоль Монголо-Охотского, Южно-Турунгинского, Туксинского и Ланского разломов в зонах шириной до 10 км и более. Интенсивность наложенных дислокаций по направлению к разломам постепенно возрастает: появляется кливаж разлома, затем кливаж скольжения, сопровождаемый с изгибанием первичной слоистости. При этом возникают разнообразнейшие складки — остроугольные, коробчатые, цилиндрические, симметричные и асимметричные, нормальные и изоклинальные шириной от нескольких миллиметров до 20—30 м. Возрастает и степень метаморфизма пород — от первичной филлитовой фации до фации зеленых сланцев. Зоны смятия и повторного метаморфизма широко проявлены и на других участках, например в пределах купольных структур, вдоль раннепротерозойских шовных зон, в отложениях Токинской впадины.

Разломы древнего заложения относятся к категории глубоководных. Геолого-геофизическим данным они разделяют блоки различной мощности земной коры и достигают верхней мантии [18]. Кольцевые тектонические зоны диаметром до первых десятков километров выявлены на космических снимках. Они, в частности, тяготеют к субширотным вулканогенно-интрузивным зонам мезозоя Становика-Джугджура [68].

Строение и развитие крупнейших разломов региона (Станового, Монголо-Охотского, Южно-Турунгинского) и сопряженных с ними зон разломов рассмотрено в ряде публикаций [4, 8, 15, 31, 39, 68].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа охватывает ряд крупных морфоструктур (рис. 4, рис. 5). На севере она частично включает морфоструктуру Алданского нагорья с его средне- и низкогорным рельефом. На северо-

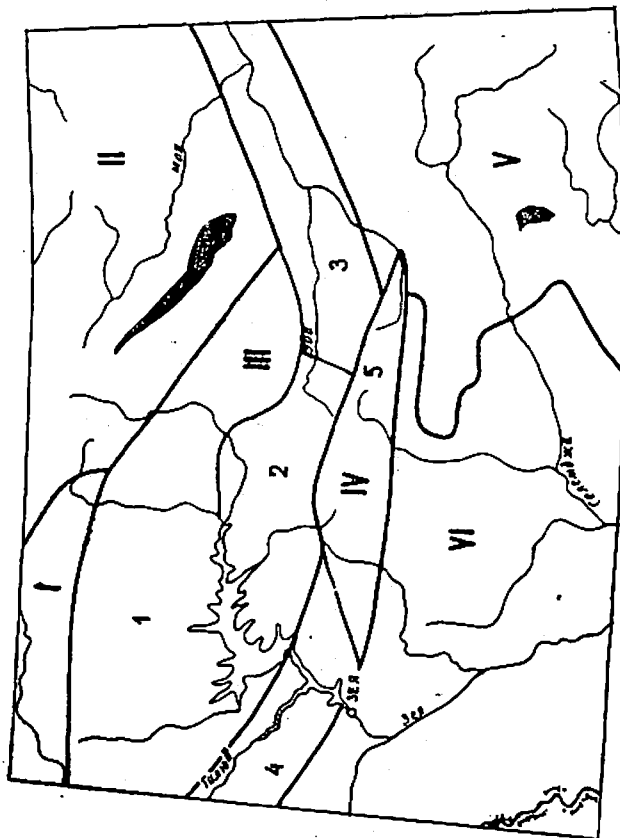


Рис. 4. Схема геоморфологического районирования.
I — морфоструктура Алданского нагорья (увалистое среднерелье); II — морфоструктура хребтов Станового-Джугджура (интенсивно расчлененный горный рельеф); III — морфоструктура Верхне-Зейской депрессии (I — денудационная равнина и 2 — аккумулятивная равнина); IV — морфоструктура складчато-глыбовых гор Турунгинро-Джагды (4 — хр. Турунгинро, 5 — хр. Джагды); V — Хингаи-Бурейская морфоструктура (интенсивно расчлененный горный рельеф); VI — Амуро-Зейская морфоструктура (денудационные и аккумулятивные равнины).

востоке находится морфоструктура хребтов Станового и Джугджура, обрамляющих Алданское нагорье. Южнее в субширотном направлении протягивается Удско-Зейская морфоструктура, включающая равнины Удской впадины и Верхнезейской депрессии. К югу также в субширотном направлении располагается морфоструктура хребта Турунгинро-Джагды, практически совпадающая с Амуро-Охотской складчатой си-

стемой. Юго-восточная часть территории листа занята горными сооружениями Буренского массива, а юго-западная — денудационными и аккумулятивными равнинами Амуро-Зейской депрессии. В пределах территории выделяются структурный, структурно-денудационный, вулканогенный, выработанный и аккумулятивный рельеф.

СТРУКТУРНЫЙ РЕЛЬЕФ

К структурным формам рельефа относятся крутые склоны, обусловленные новейшими разрывными дислокациями. Не исключено, что многие из наблюдающихся тектогенных форм имеют древнее заложение. Наиболее характерным примером тектогенных склонов являются уступы, обрамляющие хр. Тукурингра-Джагды как с С, так и с Ю. Они представляют собой крутые (до 35—40°) прямые склоны высотой до 500—600 м. Перелом, отделяющий их от прилегающей равнины, обычно бывает выражен очень четко. В плане описываемые образования имеют большей частью прямолинейные очертания, иногда слегка изогнутые. На некоторых участках (северный склон хр. Джагды) они расположены кулисообразно. Помимо четкой морфологической выраженности и крутизны, доказательством недавних подвижек по указанным дисъюнкциям является высокая сейсмическая активность этого района, где почти каждый год имеют место землетрясения в 6—8 баллов: эпицентры землетрясений тяготеют к описываемым разломам [59]. Уступы тектонического происхождения широко распространены и в пределах других морфоструктур. Так, например, серия уступов обрамляет Удскую впадину, подчеркивая ступенчатое строение ее склонов.

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

К этой категории относятся тектогенные поверхности, которые после своего возникновения были в значительной мере обработаны денудацией. Наиболее характерным примером является уступ, разделяющий Алданское нагорье и Верхнезейскую денудационную равнину. Его положение примерно совпадает с водоразделом рек бас. Алдана и правых притоков Зей. Уступ не строго прямолинейен. Сохраняя общее субширотное простирание, он распадается на отдельные участки с изогнутыми в плане, местами фестончатыми очертаниями. Высота уступа достигает нескольких сотен метров, крутизна — 25—30°. Расчлененность и выположенность уступа на отдельных участках свидетельствуют о древности его формирования. С другой стороны, его достаточно четкая морфологическая выраженность говорит о том, что активизация имела место и во время неотектонического этапа; в противном случае он был бы полностью сглажен и не выражен в современном рельефе.

ВУЛКАНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Вулканогенный рельеф распространен в пределах Оконойской котловины — межгорного понижения в междуречье рек Ток и Туксани. Оконойская котловина представляет собой лавовое плато площадью около 150 км². Оно имеет плоскую, местами волнистую поверхность. В понижениях располагаются неглубокие озера, лежащие среди положительных заболоченных берегов. Крупнейшее из них оз. Оконой имеет глубину до 17,5 м. Долины рек, протекающих по Оконойской котловине (М. Оконой, Нерунда и др.), врезаются на глубину 20—50 м и представляют собой узкие каньоны с крутыми склонами. На отдельных участках долины несколько расширяются и приобретают ящикообразный поперечный профиль. Местами над поверхностью плато возвышаются

конусовидные сопки высотой до 100—300 м, являющиеся остатками древних вулканов. Возраст рельефа определяется возрастом сформировавшихся его базальтов. Предположение о четвертичном возрасте последних основано на составе пыльцы и спор из подстилающих отложений [22]. Однако, судя по приводимому авторами списку (*Tsuga*, *Ulmus* *Carpinus*, *Juglans*, *Myrica*), рассматриваемые отложения могут быть отнесены к миоцену или даже олигоцену. Поскольку речная сеть в пределах котловины хорошо развита и глубоко врезана, правильнее считать, что излияние основной массы базальтов произошло еще в дочетвертичное время. Не исключено, что отдельные проявления вулканической деятельности (извержения центрального типа?) имели место и позже, в начале четвертичного периода.

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Среди выработанного рельефа выделяются несколько генетических категорий, различающихся условиями формирования и характером рельефообразующих процессов.

Склоны гор и возвышенностей, образовавшиеся в результате переработки складчатых структур, характерны для хр. Тукурингра-Джагды. Субширотная ориентировка хр. Джагды совпадает с простиранием складчатых структур. Направление основных водоразделов также обусловлены ориентировкой складчатости. Заложение речных долин в значительной мере зависело от складчатой структуры, и на многих участках долины идут вдоль структур (верхнее течение рек Дугда, Сёра, Бирадия и др.). Для хр. Джагды при абс. выс. до 1500 м характерно интенсивное расчленение глубиной до 700—800 м. Склоны отличаются крутизной (до 35—40°) и имеют преимущественно прямой профиль.

Денудационно-эрозионные склоны речных долин, созданные эрозией, но существенно переработанные склоновыми процессами распространены во всех горных районах, в особенности на участках, испытывающих наиболее интенсивное неотектоническое поднятие (долины рек Мая, М. Лимку, Джана, Селемджа, Зей, Гилюй). От расположенных выше денудационных поверхностей склоны долин большей частью отделяются четким уступом, достигающим значительных высот (до 500—600 м) и крутизны (до 40—45°). Обычно они покрыты маломощным плащом коллювия, который на более крутых участках имеет прерывистый характер. На отдельных участках в долинах рек наблюдаются врезанные меандры; особенно характерны в этом отношении долины рек Мая и Гилюй. Большой интерес представляет субмеридиональный участок долины Зей, где она прорывает хр. Тукурингра. Многие исследователи считают этот участок долины антецедентным [86]. Менее вероятно предположение, что он сформировался лишь в начале позднечетвертичного времени в результате прорыва вод из Верхнезейской депрессии вдоль расклевывшейся к тому времени тектонической трещины.

Денудационные склоны гор и возвышенностей, образовавшиеся в результате проявления комплекса склоновых процессов, развиты на обширных площадях в горных районах. Они не обнаруживают явных связей с особенностями геологических структур. Основным процессом, приводящим к их формированию, является осыпание под действием силы тяжести. Наряду с ним имеют место делювиальная смыв, солифлюкция, на отдельных участках эрозионная деятельность мелких водотоков. В верхних частях склонов, на абс. выс. около 2000 м и более существенную роль играют процессы нивации. В районах интенсивных новейших поднятий, где абс. выс. достигает 2500 м (хребты Токинский Становик, Эзоп), глубина расчленения составляет 700—800 м, местами до 1000 м; в таких местах склоны отличаются значительной протяженностью и крутизной (до 35—40°). В моделировке склонов там прини-

мают участие также снежные лавины, вырабатывающие лавинные же-
лоба и кулуары.

Поверхности выравнивания, срезающие древнее складчатое осно-
вание, созданные комплексной денудацией, представляют собой участки
выравнинного или слегка волнистого рельефа, находящиеся в вершин-
ном поясе гор. Местами они достигают значительных размеров (до не-
скольких километров в поперечнике). Наиболее характерным районом
их развития является хр. Тукурингра (бас. правых притоков р. Алгая,
верховья р. Мотовая и др.), хотя они встречаются и в других местах,
например в Селемджинском хребте. Существуют две точки зрения на
происхождение этих поверхностей. Одни исследователи считают, что
они являются реликтами древних поверхностей выравнивания, некогда
развитых на обширных площадях, а затем поднятых новейшими дви-
жениями на значительную высоту и расчлененных [85]. Другие разви-
вают представление о поверхностях выравнивания, как о молодых об-
разованиях, сформировавшихся в результате недавней и современной
эрозии и гольцового выравнивания [35]. По всей вероятности, суще-
ствуют как молодые поверхности, так и реликтовые, лишь обработан-
ные гольцовой денудацией. Аргументом в пользу последнего предполо-
жения служит существование денудационных равнин в соседних райо-
нах, примыкающих к горам, но не вовлеченных в новейшее поднятие.

Поверхности, созданные массовым медленным смещением грубооб-
ломочного материала (криосолифлюкционные склоны), занимают боль-
шие пространства в пределах денудационных равнин. Наибольшей
площадью их развития является северная часть Верхнезейской депрес-
сии, а также северо-восточная часть Амуро-Зейской депрессии. Рельеф
такого характера развит также в пределах узких блоков, обрамляющих
Удскую впадину. Помимо выложенного волнистого равнинного релье-
фа очень широким распространением пользуется холмисто-увалистый
рельеф. В Верхнезейской депрессии абс. выс. постепенно возрастают
с юга на север от 300 до 700—750 м. Одновременно возрастает и глу-
бина расчленения, достигая 200—250 м. Речные долины обычно широ-
кие, с хорошо разработанными поймами. Мелкие долины нередко ли-
шены четко выраженных водотоков, их тальвег выполнен болотными и
солифлюкционными отложениями. Основным агентом моделировки
склонов является солифлюкция, хотя наряду с ней на отдельных
участках имеют место делювиальный смыв и гравитационное осыпа-
ние. На пологих склонах речных долин, в ложбинах и впадинах раз-
виты плоские и слабонаклонные поверхности криосолифлюкционного
сноса.

Денудационные равнины и склоны возвышенностей, созданные пло-
скостным смывом, распространены в пределах Амуро-Зейской депрес-
сии и представляют собой обнажающуюся поверхность ее фундамента.
Они характеризуются уплощенным или волнистым рельефом. Абс. выс.
денудационных равнин составляют 300—500 м. Речные долины расче-
ляют денудационную равнину на глубину до 100 м.

Экзарационные склоны и днища трогов характерны для высокогор-
ных районов, подвигавшихся четвертичному оледенению (хребты То-
кинский Становик, Ям-Алинь). В верховьях троговых долин отлича-
ются глубиной (до 500 м) и крутизной склонов (реки Зей, Аюмкан
и др.). На этих участках на дне трогов и в нижней части склонов на-
блюдается характерный экзарационный рельеф в виде сглаженных
скал и бараньих лбов. Ниже по течению троговые долины достигают
длины 20—25 км (реки Саргаканда, Утук, Ижак). Поперечный про-
филь трогов обычно не осложнен каковыми-либо перегибами, «плечи
трогов» для этого района не характерны. В верховьях троговых доли-
ны замыкаются цирком или группой каров, а в отдельных случаях
сквозным ледниковым перевалом соединяются с другой троговой доли-

ной (р. Зей — р. Б. Туксани, р. Луча — безымянный приток р. Анегли
и др.). Существование сквозных ледниковых перевалов говорит о том,
что местами оледенение приближалось к сетчатому типу.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Речные террасы в той или иной мере развиты во всех речных до-
линах. Наибольшим распространением пользуются пойменные террасы
на некоторых реках (Зей, Селемджа, Уда). Ширина террас достигает
10—12 км, высота зависит от гидрологического режима рек и силь-
но колеблется, достигая на крупных реках 7—8 м. Пойменные террасы
имеют преимущественно аккумулятивное строение, однако местами в
горных районах они обладают колом из коренных пород. Надпоймен-
ные террасы развиты спорадически. В горных районах наблюдаются
в основном скульптурные или кокольные террасы, во впадинах — акку-
мулятивные. Наиболее высокие террасы развиты в горных районах. По
данным Ю. Ф. Чемякова, в хр. Джугдур наблюдаются террасы выс-
отой до 100 м, и на отдельных участках до 300 м [85]. В пределах впа-
дин преимущественным развитием пользуются террасы высотой до 20—
40 м.

Озерно-аллювиальные равнины сформировались при накоплении
озерно-аллювиальных толщ в Верхнезейской и Амуро-Зейской депрес-
сиях. Эти равнины отличаются плоским монотонным рельефом и часто
заболочены. Абс. выс. составляют 350—400 м. Речные долины врезаны
на глубину 50—60 м, в отдельных случаях до 100 м. Склоны долин
преимущественно пологие. На дне долин помимо пойменных иногда на-
блюдается комплекс низких террас высотой до 20 м.

Рельеф, созданный ледниковой аккумуляцией, приурочен к высоко-
горным районам, испытавшим четвертичное оледенение. Наблюдаемые
в настоящее время аккумулятивные формы образовались во время де-
гляциации, когда ледники превратились в поля мертвого льда. Эти
формы представлены скоплениями абляционной морены или флювио-
гляциального материала. Камовые террасы, сформировавшиеся между
бортом ледника и склоном, наблюдаются в некоторых долинах (Зей,
М. Туксани, Нерунда и др.). Высота террас до 60 м (р. Нерунда). За-
нятые ими площади невелики, но все же местами они прослеживаются
на протяжении нескольких километров (р. М. Туксани). Самое боль-
шее поле развития холмисто-моренного рельефа находится в южной
части Токинской впадины, к Ю и ЮВ от оз. Б. Токо. Его особенностью
является то, что моренные холмы наложены не на выравненную по-
верхность, а на расчлененный рельеф с амплитудой до 150—200 м. Вы-
сота отдельных холмов колеблется от первых метров до 20—25 м, они
имеют крутые склоны и разделены многочисленными замкнутыми кот-
ловинами, заключающими озера. Гравийно-галечно-валунные отложе-
ния, слагающие аккумулятивные формы, представляют собой абляци-
онную морену, подвигавшуюся водному переносу. Местами, где признаки
отложения материала текущей водой выражены особенно отчетливо
(3 км к СВ от оз. М. Токо), холмисто-моренный рельеф заслуживает
названия камового ландшафта. Характерной чертой холмисто-морен-
ного рельефа в данном районе является его свежесть. Этот участок
почти не освоен гидростроительством, озеро не опущено, склоны холмов сохра-
няют свою крутизну, в ледниковые отложения не вложены никакие
образования, кроме современных озерных и болотных отложений, а
также пойменных террас. Это дает основание датировать ледниковый
рельеф концом позднечетвертичного времени.

Аллювиально-пролювиальные шлейфы развиты в южной части
Верхнезейской депрессии, вдоль северного подножья хр. Тукурингра-
Джагды. Шлейфы среднечетвертичного возраста представляют собой

делался более суровым, что привело к оледенению в высокогорных районах. Первые ледники возникли, возможно, в среднечетвертичное или даже раннечетвертичное время, но максимального развития оледенение достигло в позднечетвертичное время. В течение средних и позднечетвертичного времени продолжались поднятия в горных районах, результатом которых явилось формирование ряда террас. Впадины испытывали слабое поднятие, вследствие чего продолжалось углубление долин и на отдельных участках образовались террасы.

В Верхнезейской депрессии тектонические движения носили дифференцированный характер начиная со среднечетвертичного времени. Западная часть депрессии, примыкающая к хр. Тукурингра-Джагды, испытывала погружение в среднечетвертичное время, которое впоследствии сменилось поднятием. Восточная же часть продолжала погружаться. Опускание в этом районе продолжается и в настоящее время. Развитие рельефа в современную эпоху носит унаследованный характер. В горных районах происходит моделировка рельефа комплексом денудационных процессов, в речных долинах продолжается формирование пойменных террас.

плоскую слабонаклонную равнину. Их формирование прекратилось еще в среднечетвертичное время и сейчас они имеют реликтовый характер. В них врезаны на глубину до 30—40 м долины рек, стекающих с северного склона хребта. Шлейфы позднечетвертичного—голоценового возраста продолжают формироваться и в настоящее время. Они представляют собой плоскую монотонную, слабонаклонную нерасчлененную равнину. Протекающие по поверхности шлейфа водотоки практически не врезаны в нее. Они часто перемещаются, нередко наблюдается bifurкация русел. Характер распространения шлейфов разного возраста в южной части Верхнезейской депрессии, по-видимому, свидетельствует о неоднородности ее фундамента и продолжающихся перемещениях отдельных блоков. Участки, где развиты реликтовые шлейфы, перестали погружаться в конце среднечетвертичного времени и в дальнейшем стабилизировались или испытывали слабое поднятие. Участок же формирования современного шлейфа (верховья рек Муякчан, Таксан, Селенджа) продолжает погружаться.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Для всестороннего анализа истории развития рельефа в докайнозойское время пока нет необходимых данных. Можно лишь утверждать, что развитие рассматриваемой территории в начале кайнозоя происходило в континентальных условиях. В это время широкое распространение получили поверхности выравнивания, начало формирования которых относится, возможно, к позднему мезозою. На месте хребтов Станового, Джугджур, Тукурингра, Ям-Алинь, по-видимому, существовали обширные пространства низкого рельефа с отдельными островными массивами. Тектонические движения раннего кайнозоя отличались малой контрастностью и амплитудой, но в это время уже начались контуры основных крупных элементов современного рельефа. В частности, по данным Ю. Ф. Чемкова, к середине палеогена уже произошло заложение Верхнезейской и Амуро-Зейской впадин [85]. По мнению некоторых исследователей, основные морфоструктуры данного района заложились еще ранее, в мезозое [35]. Поздний олигоцен — ранний миоцен характеризовался тектоническими движениями, воздыманием горных сооружений и погружением впадин, где началась аккумуляция рыхлых толщ. В плиocene продолжались поднятия гор, погружение впадин и накопление аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений. Поднятия сопровождалась как пластическими деформациями, так и подвижками вдоль зон разломов. Местами (Окононская впадина) эти подвижки сопровождалась базальтовым вулканизмом.

История развития Удской впадины несколько отличалась от истории Верхнезейской, хотя они и образуют единую морфоструктуру. Удская впадина не испытала столь значительного погружения, как Верхнезейская, и в ней не происходило накопления аллювиальных и озерно-аллювиальных толщ. Оставаясь депрессией по отношению к окружающим ее горным сооружениям, она испытывала слабое устойчивое поднятие, что привело к формированию в ее пределах эрозийно-денудационных и денудационных равнин. В начале раннечетвертичного времени продолжались поднятия горных сооружений и погружение указанных впадин, где шло накопление верхних горизонтов аргинской и белогорской свит. К этому времени рельеф приобрел облик, в основных своих чертах сходный с современным. Во второй половине раннечетвертичного времени погружение в пределах впадин прекратилось, аккумуляция сменилась размытием отложенных ранее осадков и врезанием речных долин.

На протяжении большей части кайнозоя господствовали мягкие, близкие к субтропическим климатические условия. Постепенно климат

содержание свободной углекислоты 5—40 мг/л, кремнекислоты от 4 до 12 мг/л. Минерализация вод, вскрытых скважинами, — от 0,08 до 0,35 мг/л, состав гидрокарбонатный преимущественно кальциевый, pH среды 6,5—7,4. На юго-востоке Становой области расположен обширный Охотско-Удский вулканогенный бассейн, залегающий на породах фундамента. Источники надмерзлотных вод из андезитов и порфиров имеют дебит от 0,5 до 2—5 л/с. Одна из скважин, пройденных в пор-

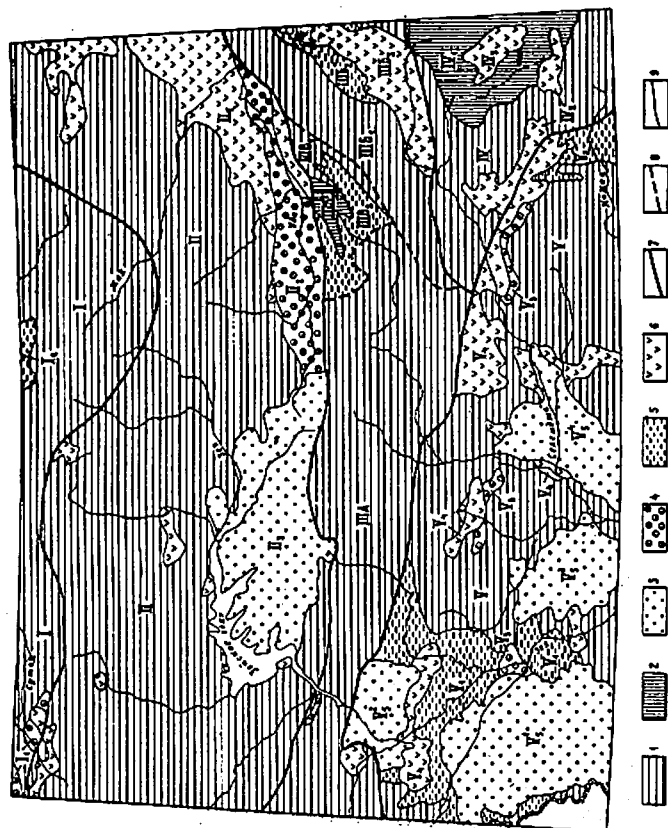


Рис. 6. Схемд гидрогеологического районирования.

1-6 - типы гидрогеологических структур: 1 - гидрогеологические массивы и их системы, 2 - гидротектонические адмассивы, 3 - артезианские бассейны молодых платформ, 4 - артезианские бассейны мезоюрных впадин мелового возраста, 5 - олазтезианские бассейны, 6 - вулканогенные сульфатно-хлоридные бассейны, 7-9 - гидрогеологические границы: 7 - область, 8 - район, 9 - структур.

Гидрогеологические складчатые области, их районы и структуры: 1 — Алдаинская область; 1¹ — Верхнеганская система артезианских бассейнов; 1² — Токийский артезианский бассейн; 1³ — Новая область; 1⁴ — Охотско-Удский вулканогеотенный супербассейн; 1⁵ — Боконский и 1⁶ — Верхнезеньский артезианские бассейны; 1⁷ — Амуро-Охотская область; 1¹¹ — Тугурингир-Джагдзинский район; 1¹² — Тайпакский район; 1¹³ — Гамало-Охотская область; 1¹⁴ — Тугурингир-Джагдзинский бассейн; 1¹⁵ — Селитянский вулканогеотенный супербассейн; 1¹⁶ — Торомский административный бассейнский массив; 1¹⁷ — Шелвинский район; 1¹⁸ — Шелвинский административный бассейнский массив; 1¹⁹ — Удский артезианский бассейн; 1²⁰ — Сихотэ-Алиинская область; 1²¹ — Нимеленский адмассив; 1²² — Ям-Алинский и 1²³ — Эзонский вулканогеотенные супербассейны; 1²⁴ — Буренский бассейн; 1²⁵ — Ушумуинский район; 1²⁶ — Буренский адмассив; 1²⁷ — Буренский бассейн; 1²⁸ — артезианские бассейны западной Умлекан-Огождинской зоны; 1²⁹ — Удско-Забайкальский супербассейн и супербассейны Умлекан-Огождинской зоны; 1³⁰ — Амуро-Забайкальский артезианский бассейн с бассейнами второго порядка: 1³¹ — Ушумуинским, 1³² — Пилдским, 1³³ — Сар-тинским и 1³⁴ — Удлинским.

фирритах, оказалась слабо обводненной — 0,8 л/с при понижении уровня воды в ней на 43,8 м, другая — высокообедненной — 10 л/с при понижении уровня воды на 14 м. Воды гидрокарбонатные преимущественно кальциевые, рН 5,6—6,9, свободной углекислоты от 7 до 60 мг/л, кремнекислоты 6—8 мг/л. В пределах бассейна известен Таланский источник сульфатных кальциевых вод с сухим остатком 1,2 г/л, рН 4,8, свободной углекислоты 16,4 мг/л, кремнекислоты 28 мг/л [17].

По южному обрамлению Становой области располагаются Боконский и Верхнезейский артезианские бассейны. Боконский бассейн

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа расположена на стыке пяти крупных гидрогеологических складчатых областей: Алданской, Становой, Амуро-Охотской, Сихотэ-Алинской и Буреинской (рис. 6). В их пределах развиты трещинные, трещинно-жилые, иногда пластово-трещинные подземные воды в гидрогеологических массивах и адмассивах, сложенных породами разного возраста и состава. Трещинно-пластовые, пластово-трещинные и трещинно-жилые воды содержатся в адартезианских бассейнах и вулканогенных супербассейнах и супермассивах, сложенных осадочными и вулканогенными породами юры и мела. Поровые, порово-пластовые подземные воды содержатся в артезианских бассейнах в верхнемеловых—кайнозойских отложениях межгорных впадин, а также в рыхлых четвертичных отложениях современной гидросети [32]. Особое влияние на формирование скоплений подземных вод оказывает многолетняя мерзлота [3]. На высотах более 1000—1100 м мерзлота сплошная, мощность ее часто превышает 300 м. На высотах менее 1000 м, на склонах и плоских водоразделах мерзлота прерывистая, мощность ее около 100 м. В пределах Амуро-Зейского плато мерзлота островная. Кроме надмерзлотных и подмерзлотных вод существуют межмерзлотные воды, особенно широко развитые во впадинах. Повсюду распространены пресные подземные воды, минерализация и состав которых в целом подчинены вертикальной гидрохимической зональности.

Алданская область заходит на территорию листа своим южным окончанием. Гидрогеология не изучена. Имеются немногочисленные сведения об источниках надмерзлотных вод, дебит которых не превышает 0,5 л/с. Минерализация предположительно менее 0,1 г/л.

В пределах Становой области широко развиты трещинные и трещинно-жильные воды в гидрогеологических массивах, сложенных преимущественно кристаллическими породами архея и мезозойскими гранодиоритами. На характер обводнения пород существенное влияние оказывают зоны интенсивного расщелачивания. Дебиты источников надымерзлотных вод из гнейсов и сланцев от 0,1 до 0,5—1 л/с, в зонах повышенной трещиноватости и расщелачивания до 2—5 л/с, из гранодиоритов — от 0,05—2,5 до 15—60 л/с (руч. Тишкани, Чокорто; Кула-скажинами В. В., 1980). Подмерзлотные трещинные воды в гнейсах вскрыты скважинами (ст. Маревая и пос. Новые Дамбуки) на глубинах 50—100 м. Удельный дебит 0,07 и 0,13 л/с. Подмерзлотные трещинные и трещинно-жильные воды в гранодиоритах юрско-мелового возраста вскрыты скважинами на глубинах от 50 до 200 м (ст. Кузули, Дипкун, Татаул, пос. Новый Журбан). Из десяти скважин две имели удельный дебит от 0,004 до 0,007, пять — от 0,01 до 0,05, две — от 0,15 до 0,32 и одна скважина — более 1,0 л/с. Воды источников ультрапресные с минерализацией 0,030—0,050 г/л, редко до 0,070—0,090 г/л, гидрокарбонатные кальциевые или смешанного катионного состава, pH 5,6—6,8;

сложен грубозернистыми слаболифтированными континентальными осадками боковой свиты нижнего мела. Гидрогеология его не изучена. Две скважины на глубине 90—190 м в песчаных с-прослоях конгломератов вскрыли самонизающиеся воды с дебитами 1,5 и 3,0 л/с, с минерализацией 0,15 г/л гидрокарбонатного смешанного по катионам состава.

Верхнезейский артезианский бассейн выполнен рыхлыми континентальными грубозернистыми осадками кайнозой мощностью свыше 500 м, которые подстилаются песчаниками фильмошинской свиты. Барвенко В. А., Сорокиной А. Т. и др. установлено, что многолетняя мерзлота в пределах бассейна слоистая, количество мерзлых слоев от 1 до 11, мощность отдельных слоев от 0,5 до 160 м; нижняя граница мерзлоты располагается на глубинах от 13 м до 237 и 429 м. Наряду с этим в долине руч. Боровичи скважина глубиной 500 м мерзлых пород не встретила. Наибольшая мощность мерзлоты наблюдается в центральных частях Сирийской и Амканской впадин, наименьшая — по окраинам бассейна. Таликовые зоны развиты по южному его борту, а также по долинам р. Зей и ее крупных притоков [7]. В пределах бассейна выделяются водоносные горизонты верхнечетвертичных, нижне- и среднечетвертичных, плиоценовых отложений и водоносный комплекс отложений миоценового, олигоцен-миоценового возраста и фильмошинской свиты нижнего мела. За счет водоносного горизонта аллювиальных верхнечетвертичных отложений осуществляется водоснабжение некоторых сел. Водоносный горизонт аллювиально-пролювиальных нижне-среднечетвертичных отложений на большей части площади срединного или проморожен и первым от поверхности оказывается водоносный горизонт аргинской свиты плиоцена. С ним связаны многочисленные родники с дебитами от 2—5 до 10 л/с и пластовые выходы вод (по долинам рек Зей, Дуткан, Тымна). Зимой на них образуются льды. Водоносный комплекс обладает значительными ресурсами: дебиты скважин от 2—5 до 10—15 л/с, а удельные дебиты от 0,2 до 3—5 л/с. Воды напорные, некоторые скважины по периферии бассейна самонизаются. Водобильность комплекса в целом высокая. Минерализация вод водоносных горизонтов четвертичных отложений и аргинской свиты от 0,03 до 0,05, редко до 0,1 г/л, дочетвертичного водоносного комплекса — от 0,05 до 0,15 г/л. Состав гидрокарбонатный, разный по катионам, рН 5,7—6,2; в нижних горизонтах водоносного комплекса преобладает натрий-ион, рН 6,2—6,8. Содержание свободной углекислоты 5—40 мг/л кремнекислоты от 4 до 12 мг/л.

Амуро-Охотская область сложена разновозрастными терригенными и вулканогенно-кремнистыми породами. Выделяются три гидрогеологических района: Тукурингра-Джагинский, Тайканский и Шевлинский. Тукурингра-Джагинский район представляет собой систему гидрогеологических массивов трещинных и трещинно-жилых вод. Породы метаморфизованы, трещиноваты, представлены различными сланцами и песчаниками, а также габброидами. Дебиты источников от 0,1 до 1—2,5 л/с, минерализация вод 0,03—0,1 г/л, воды гидрокарбонатные кальциевые или смешанные по катионам, рН 5,8—7,5, преимущественно 6,2—6,9, свободной углекислоты от 6,6 до 26 мг/л, кремнекислоты 7—14 мг/л (В. В. Кулаков, 1980).

Тайканский район располагается в пределах Тайканского и частично Селемджинского хребтов. Основными структурами являются Галамский гидрогеологический массив, Торомский адартезианский бассейн и Селитканский вулканогенный супермассив. В Галамском массиве трещинные, трещинно-жилые и трещинно-карстовые воды приурочены к песчаникам, алевролитам, кремнистым, вулканогенным и карбонатным породам палеозоя. Дебиты источников надмерзлотных вод от 0,1 до 0,5—2 л/с, минерализация от 0,030 до 0,1 г/л, состав гидрокарбонатный

преимущественно кальциевый, рН 6,4—7,6, кремнекислоты от 4,4 до 8,8 мг/л, свободной углекислоты 4,4—11 мг/л, окисного железа до 0,4 мг/л. Имеются сведения о высоком относительном содержании калия (0,8—2 %-экв) и низком натрия (4—6 %-экв). Источник карстовых вод из отложений верхнего кембрия известен в верховьях р. Дулу-как (В. В. Кулаков, 1980).

Торомский адбассейн, выполненный морскими и континентальными юрскими и меловыми терригенными осадками, входит в пределы листа выкопиродитам северо-западным бортом, являющимся областью питания и транзита подземных вод. Данных о надмерзлотных водах не имеется. Минерализация надмерзлотных вод 0,013 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый, рН 5,6—6,5, свободной углекислоты содержится 2,3—9,2 мг/л. Дебиты источников 0,02—0,2 л/с. Селитканский вулканогенный супермассив сложен кислыми и средними эффузивами мелового возраста, перекрывает Торомский адбассейн и частично Галамский массив. Вероятно на значительную мощность супермассив проморожен. Данных о его водоносности нет.

Шевлинский район имеет блоковое строение, включает Баладекский гидрогеологический массив трещинных и трещинно-жилых вод протерозойского фундамента, Шевлинский адмассив трещинных, пластово-трещинных, трещинно-жилых и трещинно-карстовых вод в терригенно-карбонатных породах кембрия и Удский адартезианский бассейн пластово-трещинных и трещинно-пластовых подземных вод в морских терригенных отложениях юры. Гидрогеология этих структур не изучена. Источники, приуроченные к габброидам, имеют несколько повышенную минерализацию — 0,13—0,15 г/л, гидрокарбонатный кальциевый или магниевый состав, рН 6,8, свободной углекислоты содержится 6,8—11,4 мг/л, кремнекислоты — 4,0—6,0 мг/л.

Сихотэ-Алиньская область располагается в пределах хр. Селемджинского, Селитканского, Эзоп, Ям-Алинь. Трещинные, трещинно-жилые, редко трещинно-карстовые воды здесь содержатся в метасе-чанниках, различных сланцах, известняках протерозоя, девона и карбона, а также в разновозрастных интрузиях, представляющих систему гидрогеологических массивов. Выделяется также Нимеленский адмассив, выполненный флишевыми образованиями юры, и Эзопский и Ям-Алиньский вулканогенные супербассейны в эффузивах мела, содержащие трещинные и пластово-трещинные подземные воды. Для гидрогеологических массивов бассейна р. Селемджа С. Н. Суриковым (1978) установлено, что воды источников надмерзлотных вод ультрапресные с минерализацией от 0,03 до 0,08 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый, магниевый-кальциевый или пестрый по катионам, рН 5,4—8,0, преимущественно 5,9—6,9, кремнекислоты от 2,5 до 13,5 мг/л. Содержание, %-экв. калия от 1—2 до 6—8, натрия от 4—6 до 25—28. Подмерзлотные трещинные воды вскрыты в трещиноватых сланцах скважинами глубиной 120—150 м (пос. Софийск, Экимчан, Токур). Обводненность невысокая, удельный дебит скважин сотые и десятые доли литра в секунду. Минерализация вод 0,06—0,2 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый. Интересные данные получены на рудных месторождениях [17].

Буренская область располагается в пределах Амуро-Зейского плато и хр. Турана. Мерзлота в области острая и прерывистая, на долю таликов в центральной части хр. Турана приходится около 45 % площади, и только на высотах более 1000—1100 м мерзлота сплошная [17]. Выделяются Ушумунский и Буренский адартезианские бассейны, артезианские бассейны впадин и вулканогенные супербассейны и супермассивы Умлекано-Огоджинской зоны и Амуро-Зейский артезианский бассейн.

Туранский и Мамынский массивы Буренской области содержат трещинные и трещинно-жильные воды в разновозрастных преимущественно гранитных интрузиях. Скважины (г. Шимановск, пос. Октябрьский, Нора, Раздольное), вскрывшие трещиноватые граниты на глубинах от 20 до 126 м, имеют удельные дебиты от 0,006 до 0,02—0,04 л/с. В 10 км к СЗ от пос. Февральск скважиной глубиной 18 м были вскрыты самонизлагающиеся воды с дебитом 0,2 л/с. Источники из гранитов не многочисленны. Их дебиты определяются условиями питания и разгрузки и составляют от 0,1—0,3 до 1—3 л/с, для зон разломов до 5 л/с. Минерализация вод из зоны региональной трещиноватости 0,040—0,1 г/л, состав вод гидрокарбонатный кальциевый или натриевый, из зон разломов минерализация вод до 0,24—0,36 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый, pH 6,2—7,7. На Гаринском железорудном месторождении подземные воды вскрыты скважинами в трещиноватой зоне амфибол-биотитовых сланцев: дебиты скважин 0,14—1,31 л/с при понижении уровня воды 73 и 13 м. Из скважины, пробуренной близ пос. Широкий в трещиноватых гнейсах, с глубины 18—43 м получена вода в количестве 8 л/с при понижении уровня на 7,3 м. Дебиты источников преимущественно из известняков от 0,2—0,5 до 1,5—2,5 л/с. Минерализация вод из источников и скважин 0,1—0,23 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Адагтзианские бассейны Ушумунский и Буренский располагаются в одноименных прогибах, выполнены морскими, параличскими образованиями юры и континентальными терригенными, частично эффузивными породами нижнего мела, которые содержат трещинные и трещинно-пластовые подземные воды. С выходами юрских пород в Ушумунском адбассейне связаны многочисленные источники с дебитами от 0,1 до 2,5 л/с, в зонах повышенной трещиноватости до 4—6 л/с. При погружении пород под кайнозойский чехол Амуро-Зейского артезианского бассейна воды вскрываются скважинами на глубинах до 130 м, дебиты скважин от 0,08 до 0,9 л/с, удельные дебиты 0,003—0,16 л/с. В пос. Усть-Тыглы скважиной в интервале глубин 35—100 м получен приток 5,17 л/с при понижении уровня воды на 1,5 м. Минерализация воды в зоне региональной трещиноватости адбассейна 0,02—0,08 г/л, вода гидрокарбонатная кальциевая, из глубоких горизонтов смешанная по катионам или натриевая с минерализацией 0,12—0,46 г/л. Свободной углекислоты содержится от 4 до 74 мг/л, кремнекислоты — от 9 до 30 мг/л.

Огоджинский артезианский бассейн располагается в пределах одноименного прогиба и выполнен континентальными осадками огоджинской свиты нижнего мела. В пределах бассейна развиты многолетняя мерзлота мощностью 70—80 м. Скважина в пос. Огоджа глубиной 152 м вскрыла подмерзлотные напорные воды со статическим уровнем 12 м; дебит 4,2 л/с при понижении уровня на 1,2 м. Минерализация вод, по данным С. Н. Сурикова, составляет 0,47—0,55 г/л. Надмерзлотные воды имеют гидрокарбонатный смешанный по катионам состав, pH 5,6—6,0 и минерализацию 0,02—0,04 г/л. Небольшие артезианские бассейны того же типа расположены к западу от Огоджинского, где они частично перекрываются вулканогенными бассейнами Умлекано-Огоджинской зоны. Вулканогенные бассейны содержат трещинные воды в андезитах, андезито-базальтах нижнего мела. Их водоносность характеризуют многочисленные малодобитные источники, расход которых до 0,6—1 л/с. По результатам опробования С. Н. Суриковым надмерзлотных вод андезито-базальтов в бассейне р. Селемджа минерализация их 0,03—0,12 г/л, состав гидрокарбонатный магниево-кальциевый и кальциевый, pH 4,9—7,6, кремнекислоты содержится от 9 до 48 мг/л.

Амуро-Зейский артезианский бассейн на территорию листа заходит своей северной окраиной, образуя бассейны артезианских и грунтовых

вод второго порядка: Ушумунский, Пиканский, Сартаминский, Ульминский. Максимальная мощность чехла бассейна, включая полярковскую свиту нижнего мела, превышает 500 м (Сорокина А. Т., 1981), а кайнозойской его части (включая кивдинскую свиту) — до 200 м. Выделяются следующие водоносные горизонты: четвертичных отложений, белогорской свиты и сазанковской свиты; водоносные комплексы: бузулинской и кивдинской свит, цаганской и завитинской свит и поярковской свиты. Водоносный комплекс четвертичных отложений приурочен к пойме и надпойменным террасам рек. Глубина залегания подземных вод от 1 до 10 м, мощность комплекса от 2 до 26 м. Коэффициент фильтрации водомещающих рыхлых пород 1—25 м/сут (до 90 м/сут). Водоносный комплекс свазановых пород 1—25 м/сут (до 90 м/сут). Водоносный комплекс свазановых пород 1—25 м/сут (до 90 м/сут) и современной гидросети. Используются для водоснабжения ряда сел (Кузнецово, Ермаково, Смирновка, Слава, Селемджа и др.). Водоносный горизонт белогорской свиты распространен в пределах бассейна повсеместно, содержит безнапорные подземные воды. На большей части Ушумунского бассейна второго порядка водоносный горизонт саренирован. Дебиты многочисленных источников от 0,1 до 10 л/с и более. По долине р. Эльга (Пиканский бассейн второго порядка) пластовые выходы вод белогорской свиты протяженностью до 1,5 км имеют суммарные расходы до 60 и 120 л/с [17]. Водоносный горизонт вскрыт скважинами, удельные дебиты которых от 0,2 до 2,2 л/с. Питание горизонта инфильтрационное за счет атмосферных осадков и подтока вод из нижележащих горизонтов.

Водоносный горизонт сазанковской свиты является первым от поверхности водоносным горизонтом на большей части территории Ушумунского бассейна второго порядка. В других бассейнах он залегает вторым от поверхности и на некоторых участках образует один водоносный горизонт с породами белогорской свиты ввиду отсутствия между ними водоупора. Мощность горизонта совпадает с мощностью водонепроницаемых отложений свиты и изменяется от 20 до 90 м. В центральных частях бассейнов он сложен хорошо отсортированными песками с коэффициентом фильтрации до 30—40 м/сут. Дебиты скважин от 2,8 до 20,4 л/с, удельные дебиты от 0,4 до 8,6 л/с (с. Филаретовка, Мухино, Сиваки, Ту и др.). К периферии бассейнов содержания глинистой фракции. Коэффициент фильтрации уменьшается до 1—6,2 м/сут, мощность водоносного горизонта до 5—20 м, дебиты скважин до 0,2—2 л/с, удельные дебиты до 0,04—0,32 л/с (заимка Арвидовка, лесучасток Комсомолка, с. Аносово и др.). Воды горизонта преимущественно безнапорные; при наличии глинистых прослоев приобретают напор до 25—47 м. Родники немногочисленны, дебиты их от 0,1 до 10 л/с, зависят от условий дренирования горизонта. Питание горизонта атмосферное и за счет перетока вод из пород фундамента по периферии бассейнов. В центральных частях бассейнов горизонт может служить источником централизованного водоснабжения (А. Т. Сорокина, 1981).

Водоносный комплекс бузулинской и кивдинской свит наиболее широко развит в Ушумунском бассейне второго порядка, в центральных частях которого залегает на глубинах от 80 до 150 м. Водоносные породы здесь представлены песками разной зернистости с примесью глинистого материала и коэффициентом фильтрации от 1,5 до 26 м/сут. Количество водоносных горизонтов от 3 до 6. Скважины вскрывают напорные воды; дебиты их от 2,8 до 8,9 л/с при понижении уровня от 3 до 38 м. Удельные дебиты от 0,2—0,6 до 1,5 л/с (села Ушумун, Сосновка, Сиваки, Филаретовка, Мухино). По периферии бассейна преобладают мелко- и тонкозернистые пески с коэффициентом фильтрации десятые и сотые доли литра в секунду. Количество водоносных горизонтов уменьшается. Дебиты скважин 0,12—0,64 л/с при понижении

уровня воды соответственно 21 и 9 м. На Тыгинском бурогольном месторождении в отложениях бузулинской свиты вскрыто два водоносных горизонта: верхний мощностью 10—15 м с напорными водами и дебитом скважин 0,9—1,1 л/с и нижний — в основании свиты — мощностью 5—15 м, водоносность которого не изучена. В центральных частях Ту-Тараконского прогиба Ушумунского бассейна водоносный горизонт бузулинской свиты может быть рекомендован для крупного водоснабжения (А. Т. Сорокина, 1981).

Водоносный комплекс цагаанской и завитинской свит вскрыт скважинами в Ушумунском бассейне, где в центральных частях Ту-Тараконского прогиба залегает на глубинах от 94 до 180 м и состоит из 6—8 горизонтов мощностью от 1 до 20 м с коэффициентами фильтрации до 30 м/с. На СВ и В количество водоносных горизонтов сокращается, коэффициент фильтрации песков за счет примеси каолинового материала уменьшается до 0,3—2 л/сут. Удельные дебиты скважин 0,9—1,4 л/с. Воды напорные. Питание осуществляется за счет подтока вод из выше- и нижележащих комплексов и вод фундамента. В центральных частях Ту-Тараконского прогиба водоносный комплекс может использоваться для централизованного водоснабжения.

Водоносный комплекс поярковской свиты вскрыт скважинами в центральной части Ту-Тараконского прогиба на глубинах от 130 до 200 м. Водоносные горизонты представлены крупнозернистыми, слабоцементированными песчаниками и конгломератами с низким содержанием глинистого заполнителя. Количество вскрытых горизонтов от 1 до 25, мощность от 2 до 100 м. Часть скважин самозаливается с избыточным давлением на устье до 2 атм. Дебиты от 22,8 л/с при понижении 19,3 м (в долине р. Ульмин) до 3 л/с при понижении 14,1 м (к востоку от с. Нововоскресеновка). К периферии бассейна коллекторские свойства осадочной части разреза ухудшаются и дебиты скважин падают до 0,26 л/с при понижении 8,3 м. Эффективная часть разреза свиты опробована в пос. Филаретовка: дебит скважины 0,0009 л/с при понижении уровня воды на 8,1 м. В центральной части Ту-Тараконского прогиба водоносный комплекс может использоваться для целей крупного водоснабжения (Сорокина А. Т., 1981). В пределах всего разреза чехла Амуро-Зейского артезианского бассейна распространены пресные подземные воды с минерализацией от 0,03 до 0,6 г/л гидрокарбонатного состава. Минерализация вод, как правило, увеличивается сверху вниз по разрезу, катонный состав изменяется от кальциевого и магниевое-кальциевого к кальциево-натриевому и натриевому.

Из изложенного выше материала видно, что гидрогеологическая изученность листа N-52, (53) в целом невелика и неравнозначна, поскольку гидрогеологический материал собран разными исследователями в процессе разноцелевых работ. Поэтому дать относительно достоверную оценку водообильности пород не представляется возможным. Лучше изучены подземные воды Амуро-Зейского и Верхнезейского артезианских бассейнов. В горных районах наиболее надежным источником водоснабжения могут служить подмерзлотные воды зон разломов, которые в ряде случаев проявляются наледями в долинах рек и ручьев.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологическом развитии территории намечается несколько крупных качественно различных эпох. Древнейшая, протогеосинклинальная эпоха охватывает ранний докембрий (архей и ранний протерозой). Затем территория пережила эпоху геосинклинального и сопряженного платформенного развития, в течение которой на юге формировались рифейские (байкальские), венд-раннепалеозойские (каледонские), палеозойско-раннепалеозойские (герцинские) и мезозойские (киммерийские) геосинклинальные структуры, а на севере — платформенный чехол (поздний протерозой) и эпикратонные структуры (венд-поздний палеозой). К концу этой эпохи рассматриваемая территория стала ареной проявления тектоно-магматической активизации (юра—мел). В конце мела — палеогене наступила эпоха, в течение которой стадия развития молодой платформы сменилась стадией неотектогенеза. На различных этапах геологической эволюции проявилась глубинная неоднородность территории, выражающаяся, прежде всего, в принадлежности ее к двум геоблокам (по Л. И. Красному): Алдано-Становому и Амурско-сопряженного развития, а их широтная граница — Монголо-Охотский линеймент на каждом этапе играл роль краевого или пограничного шва, разделяющего структуры первого порядка.

История развития структур раннего докембрия с достоверностью не восстанавливается. Можно предполагать, что древнейшие подвижные области охватывали всю рассматриваемую территорию, хотя границы бассейнов седimentации могли во времени изменяться. Значительной неоднородностью характеризуется проявление процессов метаморфизма, ультраметаморфизма, интрузивного магматизма, сопряженных со складчатостью и блоковыми движениями. Суперкрупные раннеархейские образования Алданской области представлены мощной толщей преимущественно терригенно-вулканогенных отложений, сложенной дислоцированными и метаморфизованными в гранулитовой фации. Проявления магматизма включают интрузии метабазитовой, метатаббродитной, анортзитовой формаций и ультраметабазитовые образования мигматит-гранитовой формации. Аналогичные образования слагают «выступы» в пределах Становой системы. Представления о их принадлежности к фундаменту становид достаточно условны. Не исключено, что структурно-вещественный комплекс части выступов представляет собой относительно более глубинный срез станового комплекса. Возможно, положение выступов отражает унаследованную неоднородность позднеархейской подвижной области, намечающая чередование прогибов и поднятий.

Позднеархейские суперкрупные образования становид характеризуются ясной ритмичностью (чередованием предположительно существенно терригенных и вулканогенных толщ) и региональным метамор-

физмом в амфиболитовой фации. Формационный ряд магматических образований включает интрузии метагабброидной, диорит-гранодиоритовой и мигматит-плагитогранитовой формаций. Орогенная стадия развития становится приходящей на ранний протерозой. Для нее характерны блоковые движения, сопровождавшиеся формированием шовных притизмом гранодиорит-гранитовой, гранитовой, в меньшей степени габброидной и гипербазит-габбро-норитовой формаций, проявлением наложенных деформаций и регрессивного метаморфизма архейских пород.

Строение архейского фундамента Амурского геоблока, судя по большому количеству среди более молодых образований, аналогично Становой системе. Раннепротерозойские образования, слагающие, возможно, обширную геосинклинальную область [45], метаморфизованы в амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фациях, гранитизированы и прорваны интрузиями габброидной и мигматит-гранитовой формаций.

В раннем триасе в пределах Алдано-Станового геоблока формировался чехол Сибирской платформы. На северных склонах Станового хребта наблюдаются небольшие участки развития платформенных карбонатно-терригенных отложений уурской серии, а также венда (юдомская свита). Территория Амурского геоблока в рифе была областью геосинклинального развития: здесь формировался структурно-вещественный комплекс байкалит. Намечаются две зоны байкалит, разделенные Южно-Турунским разломом, на которых в последствии развивались существенно различные структуры полициклической венд-мезозойской геосинклиналии. Различия этих зон в современном эрозионном срезе выражаются в характере дислокаций и магматизма. Стратифицированные образования в обеих зонах представлены мощными карбонатно-терригенными, в меньшей степени вулканогенно-кремнистыми толщами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. К северу от Южно-Турунского и к востоку от Тастахского разлома характерны куполовидные структуры рифей, развитие в их пределах зонального кремнещелочного метасоматоза, а также незначительное проявление складчатого и позднекладчатого магматизма метагабброидной и гранитовой формаций. В южной зоне отмечаются фрагменты линейных складок и широко проявлен магматизм гранитовой формации. В пределах рассматриваемого района восстановление истории развития байкалит в целом затруднительно. Не исключено, что намечающаяся структурно-формационная зональность связана, по крайней мере частично, с различной глубиной эрозионного среза.

В венде и раннем кембрии на территории Амурского геоблока началось формирование Восточно-Азиатской геосинклинально-складчатой области. В пределах южной, интенсивно гранитизированной (кратонизированной) зоны байкалит формировались структуры Буренского среднего массива, а в субширотной полосе между Монголо-Охотским и Южно-Турунским разломами — шовные эвгеосинклинальные прогибы каледонид. В последних накапливался мощный кремнисто-вулканогенно-терригенный комплекс осадков, особенность строения которого указывают на режим интенсивного некомпенсированного прогибания, линейную поперечную дифференциацию геосинклинального трюга и, возможно, его раздвиговую природу. В раннем кембрии морская трансгрессия охватила Мамыинскую зону Буренского массива и Шевлинскую перикратонную зону. В этих районах происходило отложение карбонатно-терригенного комплекса большой мощности. По видимому, эта часть морского бассейна была относительно мелководной, а прогибание было устойчивым и компенсированным. Соответствующие прогибы, Норско-Суходутинский и Шевлинский, в тектоническом плане являются наложенными. После перерыва, частной инверсии тектонического ре-

жима в среднем кембрии в позднекембрийское время возобновилось прогибание на востоке эвгеосинклиналии и в пределах Шевлинского перикратонного прогиба, условия осадконакопления сохранились. Осадконакопление в Шевлинском прогибе происходило и в раннем ордовике.

По крайней мере весь средний и поздний ордовик характеризуются восходящими движениями. В пределах эвгеосинклиналии эти движения могли начинаться в раннем ордовике, а в Норско-Суходутинском прогибе — уже в раннем кембрии (ленский век). Присутствие на Буренском массиве раннепалеозойских интрузий гранитовой формации также указывает на проявление каледонских движений. Вместе с тем, каледонский структурно-вещественный комплекс на рассматриваемой территории не соответствует полному геосинклинальному циклу, а только его первой стадии. На существование незавершенности цикла указывают также отсутствие связанных с ним дислокаций и незначительное развитие гранитоидного магматизма.

После перерыва различной длительности началось формирование герцинских прогибов. По времени заложения они подразделяются на ранние (силур, ранний девон) и поздние (средний девон, средний — поздний карбон). Намечается структурно-фациальная зональность геосинклинальной области. В Удской и Соктаханской зонах в ранних прогибах осевого положения продолжалось унаследованное формирование кремнисто-вулканогенно-терригенного комплекса, в Джагинской, Турунско-Селемджинско-Кербинской и Шевлинской зонах — многоосинклинальный вулканогенно-терригенный эвгеосинклинальный формационный комплекс, в Гатско-Сагайской и Шевлинской зонах — геосинклинальный терригенный комплекс (с раннего девона). В юго-восточной части района в пределах прежнего каледонского поднытия произошло заложение кремнисто-вулканогенно-терригенного прогиба длительного (ранний девон — ранняя пермь) развития. В пределах Буренского массива морская трансгрессия и накопление терригенного комплекса охватили силур и девон. Прогибание и осадконакопление в силуре и девоне наблюдается и на юго-восточной окраине Сибирской платформы (Аянский перикратонный прогиб за пределами района к востоку). В расположении герцинских прогибов и частично в составе отложенных видна унаследованность их развития от каледонского этапа, что позволяет рассматривать соответствующие зоны прогибания в качестве структур сквозного развития и говорить, учитывая незавершенность каледонского цикла, о едином каледонско-герцинском двояном цикле с растянутой фазой погружения.

В поздней перми и раннем триасе, а для отдельных блоков возможно и раньше, начались интенсивные восходящие движения, сопровождавшиеся складчатостью, интрузивным магматизмом (габброидная, гранодиорит-гранитовая и лейкогранитовая формации), формированием остаточных терригенных и флишоподобных прогибов. Проявление интрузивного магматизма в складчатом обрамлении Буренского массива, а также в Чогарской краевой зоне, контролировалось разломами. По-видимому, с этой стадией связано начало интенсивных блоковых движений, определивших в дальнейшем чешуйчато-надвиговый облик структуры краевой части Амурского геоблока. В пределах Буренского массива гранитоидный магматизм проявился исключительно широко, способствуя завершению кратонизации этой структуры. Пермо-триасовые и более ранние движения в складчатом обрамлении массива местами носили характер частной инверсии, вслед за которой в позднем триасе наступил новый этап прогибания. Для герцинских прогибов в целом отмечается слабое проявление флишевых и нижнемолаассовых формаций, характерных для второй и третьей стадий геосинклинального цикла, а также орогенных формаций, что в совокупности со слабым проявле-

нием гранитного магматизма указывает на относительно незавершенность герцинского цикла. Особенно ярко эта специфика герцинид проявлена для Ниланской структурно-фациальной зоны.

В течение мезозойского цикла формировались прогибы двух типов: флишодные геосинклинальные и терригенные пригеосинклинальные. Те и другие характеризуются большой мощностью морских отложений, указывающей на длительное компенсированное прогибание в условиях большей или меньшей тектонической активности. Флишодные прогибы мезозоя обнаруживают приуроченность к позднегерцинским зонам прогибания, являясь своего рода регенерированными структурами. Для их разреза характерно присутствие вулканитов и кремнистых пород, особенно в восточной части района. Пригеосинклинальные прогибы развивались на консолидированных каледонско-герцинских структурах, в том числе на окраинах Бурейского массива, и характеризуются сравнительно однородным комплексом сероцветных отложений. Вместе с тем юрская трансгрессия после рэтской паузы развивалась достаточно сложно, о чем свидетельствует различная полнота разрезов, перерывы и несогласия. Складчатые деформации мезозойского цикла проявились особенно интенсивно в осевой части геосинклинали в пределах флишодных прогибов и сопровождалась заложением чешуйчатых надвигов [43]. Пригеосинклинальные прогибы характеризуются развитием толщ и широких складок, а местами и субгоризонтальным залеганием толщ. Формирование орогенных структур мезозойского цикла, как показал специальный изучение, было связано с развитием внегеосинклинальных структур Центрально-Азиатского пояса [11].

Таким образом, для тектонических циклов Восточно-Азиатской области, особенно для каледонского и мезозойского, отмечается незавершенность развития: каледонский структурный комплекс соответствует первой стадии геосинклинального цикла (по В. Е. Ханну), герцинский охватывает первую—третью стадию, а мезозойский соответствует первой стадии геосинклинального цикла и, частично, парагеосинклинальному циклу, не подразделенному на стадии. По особенностям проявления геосинклинальных циклов намечается выделение Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской-Кербинской и Ниланской структурно-фациальных зон, для которых характерно отсутствие проявлений каледонского цикла: на их территории до раннего—среднего девона существовало поднятие, единое с Бурейским массивом [9]. Для Ниланской зоны отмечается незавершенность герцинского цикла и устойчивые восходящие движения в юрское время. Граница складчатых систем проводится достаточно условно, поскольку развитие Селемджинско-Кербинской зоны в позднем палеозое и мезозое тесно связано с развитием Джагдинской зоны.

Внегеосинклинально-орогенные процессы мезозоя проявились на всей рассматриваемой территории, представляющей собой часть Центрально-Азиатского пояса [11]. Выделяются три стадии развития пояса: I стадия — сводово-блоковое воздымание, сопряженное формирование молассовых, вулканогенно-молассовых прогибов и эпи-мезозональных плутонов диорит-гранит-гранодиоритовой формации; II стадия — дифференцированные блоковые движения, формирование приразломных молассовых прогибов, вулканогенных зон и мезо-эпизональных интрузий диорит-гранодиорит-гранитовой и диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формаций; III стадия — предплатформенная стабилизация, формирование молассовых прогибов и впадин [64]. Начало проявления этих процессов обнаруживает тенденцию к «омоложению» в направлении с запада на восток, наиболее заметную в пределах Амурского геоблока (на западе — берриас, на востоке — альб-сеноман).

Существенную роль в размещении и характере проявления орогенных образований мезозоя играли разломы субширотной, северо-восточной и северо-западной ориентировки, главным образом древнего заложения, делившие фундамент на блоки разного порядка. При этом наблюдается наследованность границ структурно-фациальных подразделений пояса (орогенных систем и зон) границам главных структур протогоосинклинальной и геосинклинально-платформенной эпох: Становая орогенная система граничит с Амуро-Бурейской и Нижнеприамурской системами в целом не выходит за пределы Сихотэ-Алинской складчатой системы и Удско-Шантарского сегмента Амуро-Охотской системы. Движения по разломам, особенно в северной части Амурского геоблока, были весьма интенсивными. Отмечается обновление древних разломов, развитие надвиговых перемещений и сопряженных с ними зон смятия и наложенного метаморфизма геосинклинальных толщ. Именно в эту эпоху структуры Восточно-Азиатской складчатой области приобрели свой современный блоковый характер. Параллельно с развитием внутриконтинентальных структур Центрально-Азиатского пояса на северо-востоке района начиная с альба происходит формирование магматогенных структур юго-западного фланга Охотского вулканогенного (Преджугджурской вулканогенной прогиб, интрузии диорит-гранодиорит-гранитовой формации).

На границе мела и палеогена наступила стабилизация активизированных структур и рассматриваемый район вступил в эпоху субплатформенного развития. Уже начиная с сеномана происходит последовательное ослабление тектонической активности. Континентальные впадины предплатформенной стадии с позднего дания резко замедляют свое прогибание, одновременно происходит прогрессирующее расширение площади аккумуляции и формируются обширные депрессии: Амуро-Зейская в пределах Амурского геоблока и Верхнезейская в пределах южной части Алдано-Станового геоблока. Переход к режиму молодой платформы наиболее очевиден для территории Амурского геоблока. Здесь скорость прогибания составила, м/млн. лет: в сеномане, раннем сеномане, маастрихт—дании 13—28, в позднем дании, палеогене, раннем и среднем миоцене 5—7, в позднем миоцене, плиоцене и раннем плейстоцене не более 15 [67]. При этом контрастность тектонических движений упала от 13 предплатформенной стадии до 2—3 м/тыс. км² стадии молодой платформы. На всей территории произошло существенное выравнивание рельефа. Вместе с тем вертикальные движения имели блоковый характер и влияние главнейших разломов продолжало сказываться.

В плиоцене — раннем плейстоцене наметилась инверсия тектонического режима и территория вступила в стадию неотектогенеза. Основными неотектониками отчетливо проявлены в современном рельефе. Горные сооружения несут блоковый и сводово-блоковый характер. При этом краевые структурно-денудационные ступени рельефа, как правило, совпадают с зонами долгоживущих разломов. Амплитуда неотектонических поднятий достигает многих сотен метров, нисходящие движения проявились локально. Наиболее крупная Верхнезейско-Удская зона опусканий унаследованно формируется вдоль Монголо-Охотского ли-неамента. В ее пределах находятся впадины с новейшей седиментацией. Движения по разломам Монголо-Охотской и Становой систем продолжают в настоящее время, фиксируются землетрясениями и протекают в обстановке сжатия.

хр. Джугджур и яши бас. р. Уда. Все они характеризуются довольно высоким качеством и пригодны для разнообразных поделок и как облицовочный материал (яшмы и лабрадорит).

Остальные полезные ископаемые имеют местное значение. Среди них выделяются месторождения каменных и бурых углей, известняков, строительных материалов, каолинсодержащих песков и кирпичных глин. Каменные угли эксплуатируются в Гербиано-Огоджинском районе, где они разрабатываются карьерами для нужд тепловой электростанции. Эти угли имеют раннемоловый возраст и залегают в молазовых отложениях огоджинской свиты, подстилающих вулканиты Умлекано-Огоджинской зоны. Расположенная западнее Деспская угленосная площадь не имеет промышленного значения из-за высокой зольности каменных углей и сложного строения пластов. В Амуро-Зейской депрессии располагаются месторождения бурых углей. Они залегают многочисленными пластами среди мезозойских и палеоген-неогеновых отложений. Рабочие пласты иногда имеют значительную мощность и частично пригодны для открытой разработки. Бурые угли являются хорошим энергетическим топливом и, возможно, пригодны в качестве сырья для химической промышленности. Эти месторождения не эксплуатируются, хотя расположены они в благоприятной экономической обстановке, вблизи Транссибирской магистрали.

На площади листа довольно широко распространены месторождения известняков, особенно в отложениях венд-кембрия и палеозоя Амуро-Охотской складчатой системы и Буреинского массива. Расположенные вблизи Транссибирской магистрали Чагоянское месторождение известняков, пригодных для производства цемента, имеет промышленное значение. Несколько других месторождений использовались для выжигания извести: Октябрьское, Гаринское и др. Глины и суглинки, пригодные для изготовления кирпича, широко развиты в пределах Амуро-Зейской депрессии, но эксплуатируются лишь единичные месторождения вблизи железнодорожной магистрали, например Шимановское. Интересно месторождение кварц-полевошпатовых (каолиновых) песков сазанковской свиты около ст. Чалганы, СЗ Шимановска. Они являются комплексным сырьем для производства каолина и кварцевого песка для sortового стекла. Месторождения каменных строительных материалов, особенно разнообразных изверженных пород, сосредоточены в настоящее время лишь в более освоенных районах южной части листа и частично отрабатываются для нужд дорожного строительства. В связи с постройкой БАМа, пересекающего обширные массивы разновозрастных гранитов, габброидов и эффузивов разного состава, в эксплуатацию могут быть вовлечены неограниченные запасы высококачественных и разнообразных строительных материалов. Песчано-гравийные и гравийно-галечные строительные материалы широко распространены в речных долинах на всей территории листа и запасы их практически неисчерпаемы. Вдоль автодороги Селемджинск-Экимчан отрабатываются многочисленные карьеры гранитной древесины в качестве гравийного материала. Остальные месторождения песков и гравийно-галечниковых материалов отрабатываются для нужд дорожного строительства в многочисленных карьерах у Транссибирской магистрали и вдоль автодороги Тыгда-Зоя.

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Несмотря на недостаточную и неравномерную геологическую изученность листа N-52, (53), в его пределах установлены многочисленные месторождения и проявления полезных ископаемых. Из них промышленное значение имеют металлические полезные ископаемые, каменные и бурые угли и строительные материалы. Находящиеся в северной части листа структуры Алданской складчатой области характеризуются обильными проявлениями железа типа железистых кварцитов. Они входят в зону освоения БАМа, и возможно, в ассоциации с коксующимися углями Южно-Якутского бассейна, приобретут в недалеком будущем крупное народнохозяйственное значение. Расположенные на юге региона в сравнительно освоенных районах между линией БАМа и Транссибирской магистралью месторождения железа Гаринской и Шимановской групп могут быть вовлечены в эксплуатацию в сравнительно короткие сроки. Они характеризуются высококачественными и богатыми рудами; запасы могут быть увеличены за счет доразведки некоторых месторождений. Месторождения титаномагнетитовых, ильменитовых и апатитовых руд, связанных с архейскими анортозитами и гипербазитами хр. Джугджур, а также вулканогенно-осадочные месторождения железа, марганца и фосфоритов Удского района расположены в труднодоступных местностях и могут иметь промышленное значение в будущем, по мере истощения аналогичного сырья в более обжитых районах СССР. Для их освоения потребуются крупные капиталовложения и строительство железных дорог.

Промышленных месторождений цветных и редких металлов на изученной территории не установлено. Недоразведанные месторождения олова, полиметаллов, меди, молибдена имеют небольшие размеры, однако поиски новых, более крупных и богатых месторождений этих металлов должны быть продолжены. На олово наиболее перспективен Ям-Алинский рудный узел Эзопской зоны, где установлены проявления хлорит-касситеритового и сульфидно-касситеритового типов касситерит-сульфидной формации. Поиски свинца и цинка должны быть продолжены в Удско-Майском междуречье. Признаки наличия проявлений перспективной «порфировой» медно-молибденовой формации имеются на Удско-Селитканском водоразделе и в меньшей степени в бас. р. Су-там. Они связаны с субвулканическими интрузиями мезозойских орогенных зон.

До сих пор не выяснены перспективы таких полезных ископаемых, как слюды мусковита в докембрийских пегматитах, высокоглиноземистых сланцев, графита и хризотил-асбеста. Многочисленные проявления этих ископаемых либо имеют мелкие размеры, либо недоразведаны. Некоторый интерес могут представить месторождения поделочных камней: халцедона (агата, сердолика, сапфирина) в андезитовых вулканах бас. р. Селемджа и низовьев р. Зоя, кризирующего лабрадора

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рассматриваемом районе остаются слабо разработанными многие вопросы расчленения и корреляции, обоснования возраста и тектонической позиции ряда стратифицированных и интрузивных образований. Это относится прежде всего к образованиям раннего докембрия. Выделение двух структурно-вещественных ассоциаций архея (ранне- и позднеархейской) и принятая схема последовательности их формирования остаются во многом условными. Необходимо, по-видимому, специальные исследования стратиграфии, метаморфизма и магматизма раннего докембрия, в первую очередь в пределах Становой области, где остаются неясными характер соотношения ранне- и позднеархейских структур, объем интрузивных комплексов, послитная корреляция выделенных серий, возраст и последовательность геологических событий.

Комплекс нерешенных вопросов связан с Амуро-Охотской системой, прежде всего с позднедокембрийскими отложениями Тукуринг-Джагинского сегмента. Данные о их возрасте весьма ограничены, представления о стратиграфии и структуре схематичны. Учитывая чешуйчато-блоковое строение территории и новые данные, отраженные на карте, можно предполагать наличие среди этих отложений более молодых, главным образом палеозойских, образований. Во многом основным является возраст палеозойских геосинклинальных толщ, недостаточно охарактеризованных палеонтологически (нижний—средний девон, средний—верхний карбон, верхняя пермь). Дискуссионным остается происхождение особенностей их внутреннего строения, напоминающих меланж, что влияет на определение возраста и формационной принадлежности толщ. Весьма приближенной является также возрастная привязка интрузивных образований герцинид.

К числу проблемных вопросов геологии Буренского массива и сопредельных складчатых структур относятся выделение байкалд. Отнесение соответствующих толщ к рифею и принятая корреляция достаточно гипотетичны. Требуется дополнительное обоснование также возраст складчатых гранитоидов. Решение этого вопроса связано с изучением ранних этапов развития Амурского геоблока, обоснованием возраста фрагментов раннедокембрийских структур фундамента Буренского массива. Остаются недостаточно изученными также некоторые вопросы геологии орогенных мезозон рассматриваемого района. К их числу относятся: возраст и тектоническая позиция вулканогенно-молассовых отложений Охотско-Удского прогиба, возраст и расчленение вулканоплутонических ассоциаций ряда зон, возраст и особенности строения батолитоидных интрузий Становой системы. В заключение следует отметить, что для многих снгт, толщ и комплексов, выделение которых было сделано на рассматриваемой территории, отсутствуют исчерпывающие описания, позволяющие довести их до ранга стратог. и петро-типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альбов Ю. А., Мошкин В. Н. Основные черты мезозойского интрузивного магматизма восточной части Станового хребта. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 17, с. 59—67.
2. Апатитовские базитовые интрузивы центрального Становика и Южного Джунджара. Р. А. Октябрьский, С. С. Зинин, А. Н. Соляник и др. — В кн.: Фосфаты Дальнего Востока. Владивосток, 1980, с. 32—43.
3. Афанасенко В. Е., Бойков С. А., Романовский В. Е. Новые данные по мерзлотно-гидрогеологическому строению Джугды-Соктаханского массива. — В кн.: Геокриологические условия зоны Байкало-Амурской магистрали. Якутск, ИМ СО АН СССР, 1980, с. 141—151.
4. Афанасов М. Н. Тукурингский глубинный разлом и его роль в геологическом развитии Становой области Северного Приамурья. — Новые исследования в геологии. Науч. труды Ленингр. горн. ин-та, 1973, вып. 5, с. 3—17.
5. Афанасов М. Н., Долатский Г. С. Куполовидная структура и окочные сланцы нижнего протерозоя в бассейне р. Гилой (Северное Приамурье). — Геология и геофизика, 1969, № 4, с. 63—72.
6. Баренко В. А., Сорокин А. П. Кайнозойские отложения Верхнезеейской впадины. — В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 30—34.
7. Баренко В. А., Сорокина А. Т., Борзистая С. И. Кривоизгиб и водоносность пород Верхнезеейского артезианского бассейна. — В кн.: Гидрогеологические условия мерзлой зоны. Якутск, Кн. изд-во, 1976, с. 6—12.
8. Беляева Е. Б. Разрывная тектоника восточного сектора региона БАМ и ее влияние на размещение оруденения. — В кн.: Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М., Наука, 1982, с. 73—88.
9. Беляева Е. Б., Логотиков И. А. Проблемы тектоники Приамурья. — В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975, с. 206—211.
10. Беляева Г. В. Вопросы стратиграфии кембрийских и ордовикских отложений юга Дальнего Востока. — В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 10—18.
11. Богомолов К. В., Ермаков В. Д. Основные аспекты выделения мезозойского дейтероорогенного пояса Центральной Азии. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., Наука, 1975, с. 55—63.
12. Варнаевский В. Г. Палеогеновые и неогеновые осадочные формации юга материковой части Дальнего Востока. — В кн.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток, 1979, с. 37—54.
13. Варнаевский В. Г., Макотова И. Е. К вопросу о границе палеогена и неогена в толще осадков Амуро-Зейской депрессии. — В кн.: Материалы по палеоботанике и стратиграфии континентальных отложений советского Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 16—23.
14. Васюткина Л. Г., Кусков А. П. О строении и вулканизме восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. — Сов. геология, 1981, № 9, с. 88—93.
15. Габашев В. Д. Сравнительная характеристика разновозрастных дизъюнктивных нарушений области складчатого обрамления Алданского шита. — Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР, 1972, вып. 86, с. 16—27.
16. Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкотеря Малого Хингана. Ч. 1/ С. С. Воскресенский, Ю. В. Махова, В. А. Костомарова и др. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973, 276 с.
17. Гидрогеология СССР. Т. 23. М., Недра, 1971, 512 с.
18. Глубинное строение и некоторые особенности геологии и металлогении территории восточной части БАМ/В. В. Пуринг, Г. В. Дитмар, В. А. Максимовский, Т. П. Смирнова. — В кн.: Геология, геофизика и полезные ископаемые региона Байкало-Амурского железнодорожного магистрали. Л., 1977, с. 47—57.
19. Глуховский М. З. О нижнем протерозое в зоне Тихоокеанского глубинного разлома (Алданский шит). — Сов. геология, 1973, № 9, с. 141—145.

20. Годзевич Б. Л. Тектоника Становой складчатой области. — В кн.: Тектоника Востока советской Азии. Владивосток, 1976, с. 34—56.
21. Годзевич Б. Л. Архей Становой складчатой системы. — В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л., Наука, 1981, с. 35—45.
22. Готанский В. И., Сальникова Н. Н. Вулканический рельеф Токско-Туксанского междуречья (Становой хребта). — В кн.: Региональная и прикладная геоморфология Приамурья. Хабаровск, 1977, с. 3—11.
23. Добрускин И. А. Новые данные к характеристике толбузинского палеофлористического комплекса (Верхний Амур). — Вестн. Моск. ун-та, 1965, сер. 4, № 2, с. 62—74.
24. Дук В. Л., Балазаник В. В., Зеденгизов А. Н. Последовательность деформаций в архейских образованиях Сутайского блока. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 19—41.
25. Желинский В. М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. Новосибирск, Наука, 1980, 119 с.
26. Жиралева З. А., Тимачев В. М. О юдомской свите на Становом хребте. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 1, с. 121—123.
27. Заблоцкий Е. М. К петрологии мезозойских интрузивных образований Становой складчатой области. — Геология и геофизика, 1968, № 4, с. 32—43.
28. Заблоцкий Е. М. Региональная петрохимическая зональность мезозойской диорит-гранодиоритовой формации Становой области. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974.
29. Заблоцкий Е. М. Магматические формации мезозойской эпохи активизации Становой области. — Тр. ВСЕГЕИ, 1978, т. 302, с. 5—20.
30. Забродин В. Ю. Зоны смятия. М., Наука, 1977, 107 с.
31. Забродин В. Ю., Турбин М. Т. Крупнейшие разломы западной части хребта Джатай (Дальний Восток). — Геотектоника, 1970, № 3, с. 104—114.
32. Зайцев И. К. Принципы гидрогеологического районирования и типизация гидрогеологических структур. — Тр. ВСЕГЕИ, 1974, т. 229, с. 5—9.
33. Заморцев В. В. Проблема изучения четвертичного оледенения гор Востока СССР. — Тр. ВСЕГЕИ, 1978, т. 297, с. 100—111.
34. Зубов В. Ф., Шиханов В. В. Хребты Становой и Джугджур. — В кн.: Геология СССР. Т. 19. М., Недра, 1966, с. 441—456.
35. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока. И. Худяков, Е. П. Денисов, А. М. Короткий и др. М., Наука, 1972, 423 с.
36. Ицкисон Г. В. Структурная сжатия, блок-упоры и зоны меланжа Приохотья. — Геотектоника, 1980, № 3, с. 85—101.
37. К вопросу о бузундской свите (В. Г. Варнаевский, В. И. Гаврилов, В. И. Гидев, И. Б. Мамонтова). — В кн.: Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 97—107.
38. К вопросу о возрасте бузундской свиты (А. П. Сорокин, В. И. Малыгин, В. В. Шиханов, М. В. Зива). — В кн.: Вопросы геологии осадочных формаций юга Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 71—75.
39. Казим Ю. Б. Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению. — Тр. ВАНГ, 1962, вып. 8, с. 98—102.
40. Карсаков Л. П., Васильев А. Ф. К докембрийской тектонике восточной части Станового хребта. — В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975, с. 212—221.
41. Карсаков Л. П., Ленников А. М., Натарева З. С. Новые данные о строении, составе и рудоносности Джугджурского анортозитового массива. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 2, с. 436—439.
42. Кастрюкина В. М., Карсаков Л. П. Петрохимия кристаллических сланцев глубинных зон метаморфизма юга Алданского щита. — Бюл. МОИП. Орд. геол. 1977, т. 52, вып. 2, с. 5—21.
43. Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джугджурского звена Монголо-Охотской складчатой области. М., Наука, 1979, 114 с.
44. Козьмин Б. М. Механизм очагов сильных южноякутских землетрясений. — В кн.: Сейсмические и сейсмогеологические исследования на центральном участке БАМ. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1978, с. 58—71.
45. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М., Недра, 1980, 159 с.
46. Криштофович А. Н. К истории третичного периода Дальнего Востока. — Материалы ВСЕГЕИ, 1946, № 7, с. 65—76.
47. Лебедев Е. Л. Позднеюрская флора реки Зен и граница юры и мела. — Тр. ГИН, вып. 125. М.: Наука, 1965, — 142 с.
48. Лебедев Е. Л. Стратиграфия нижнемеловых отложений Торомского прогиба (Западное Приохотье). — Сов. геология, 1969, № 8, с. 27—36.
49. Лебедев Е. Л. Альбская флора и стратиграфия нижнего мела Западного Приохотья. — Тр. ГИН, 1974, вып. 254, 147 с.
50. Лешневский Э. Н., Миролюбов А. Ф., Ложников А. В. Объемное строение и оловоносность Эзон-Ямалского района в Приамурье. — Геология руд. м-ний, 1981, т. 23, № 6, с. 90—99.
51. Мамонтова И. Б. Миоценовая флора Амуро-Зейской депрессии. — В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 35—41.
52. Мамонтова И. Б. Расчленение и корреляция кайнозойских отложений Амуро-Зейской депрессии по палеонтологическим критериям. — В кн.: Геология Верхнего Приамурья. Владивосток, 1977, с. 19—22.
53. Мошкин В. Н., Давыдовская И. Н. Становая складчатая область. Архей. Протерозой. Поздний палеозой. — В кн.: Геология Северо-Восточной Азии. Т. 3. Л., Недра, 1973, с. 12—29.
54. Мошкин В. Н., Давыдовская И. Н., Вишневский А. Н. Анортозит-мангерит-гранитовая ассоциация фундамента Сибирской платформы и вопросы ее генезиса. — Тр. ВСЕГЕИ, 1977, т. 265, с. 55—62.
55. Музис А. И. О генезисе долины прорыва Зен на стыке хребтов Тукурингра и Соктахан. — Геология и геофизика, 1981, № 2, с. 102—109.
56. Нарышкина А. М. К вопросу о границе между меловыми и палеогеновыми отложениями в Кавда-Райчинском месторождении. — Сов. геология, 1973, № 6, с. 148—151.
57. Немирян И. С. Тектонофизические особенности формирования структуры рудного узла в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма докембрийских черносланцевых толщ среднего Приамурья. — В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л., Наука, 1981, с. 144—157.
58. Николаев В. В., Семенов Р. М., Соломенко В. П. Новейшая структура и сейсмичность Якан-Тукурингра-Джагинского поднятия. — В кн.: Сейсмичность и сейсмогеологические исследования на центральном участке БАМ. Якутск, 1978, с. 105—122.
59. Николаев В. В., Семенов Р. М., Соломенко В. П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линейного (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
60. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
61. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
62. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
63. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
64. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
65. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
66. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
67. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
68. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
69. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
70. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
71. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
72. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.
73. Охотский линейный (восточный фланг). Новосибирск, Наука, 1979, 112 с.

74. Сей И. И., Калаева Е. Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л., Недра, 1980. 186 с.

75. Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового/В. В. Николаев, Р. М. Семенов, В. Г. Семенова, В. П. Солоненко. Новосибирск, Наука, 1982. 150 с.

76. Соляник А. Н. Апатитовые габбро-сидеритовые интрузии и генезис апатит-ильменит-титаномагнетитовых рудопроизведений хребта Джугджур. — Геология руд. м-ний, 1982, № 5, с. 8—17.

77. Сорочкин З. Г. Криволинейная хребта Турана. — В кн.: Геокриологические условия зоны Байкало-Амурской магистрали. Якутск, ИМ СО АН СССР, 1980, с. 151—163.

78. Стратиграфия нижнего палеозоя юга Дальнего Востока после II Дальневосточного стратиграфического совещания/Г. В. Беляева, А. Л. Сташев, И. В. Минкина, Ю. Н. Олейник. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 62—64.

79. Стратиграфия протерозоя Янканской зоны Верхнего Приамурья/А. С. Вольский, Б. Л. Голзев, В. А. Степанов и др. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 60—61.

80. Стратиграфия рыхлых отложений Амуро-Зейской депрессии/Ю. Ф. Чемяков, И. И. Сей, М. А. Седова, Л. В. Бурилина. — Сов. геология 1980, № 2, с. 17—38.

81. Сыгина Н. М., Заболоцкий Е. М. Геолого-геофизический анализ структурного положения мезозойских батолитоподобных интрузий центральной части Становой области. — Тр. ВСЕГЕИ, 1976, т. 264, с. 36—43.

82. Турбин М. Т., Аюйкин В. И., Махнин А. В. К стратиграфии девонских и каменноугольных отложений бассейна р. Шевли. — В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 111—125.

83. Турбин М. Т., Кириллова Г. Л., Аюйкин В. И. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-осадочных отложений западной части хр. Джугды. — Геология и геофизика, 1973, № 3, с. 65—70.

84. Турбин М. Т., Кириллова Г. Л. Дислокационная природа метаморфизма в Джугдинской зоне Монголо-Охотской складчатой области. — Сов. геология, 1975, № 9, с. 36—49.

85. Чемяков Ю. Ф. Геоморфология Приамурья и смежных территорий. М., 1960. 155 с.

86. Чемяков Ю. Ф. История развития речной сети в бассейне р. Амур. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1964, № 1, с. 81—93.

87. Шиханов В. В., Смирнов И. С., Брудицкая Е. П. Морские триасовые отложения в среднем течении р. Депа. — В кн.: Геоморфология, палеогеография, геология, полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1964, с. 96—99.

88. Шиханов Г. Р., Рогонов Г. В., Зубков В. Ф. Сидурские отложения южной части Дальнего Востока. — В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 50—57.

89. Школьник Э. Л. Состав, некоторые закономерности развития и условия образования железных, марганцевых руд и фосфоритов Удско-Шантарского р-на. — Автореф. канд. дисс. Хабаровск, 1971. 20 с.

90. Шка С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., Наука, 1969. 132 с.

91. Эйриш Л. В. Селемджинско-Кербинское поднятие и его положение в тектонической структуре Дальнего Востока. — В кн.: Колыевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 32—39.

92. Ялыничев Е. В. Купольные структуры центральной части Становой зоны. — В кн.: Геология и минеральное сырье Дальнего Востока. Вып. 2. М., 1972, с. 34—39.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. Е. М. Заболоцкий	3
Стратиграфия	8
Архей	8
Нижний архей. Г. Ю. Лазздина	9
Верхний архей. Г. Ю. Лазздина, В. Г. Тарасова	14
Протерозой	18
Нижний протерозой. Г. Ю. Лазздина, В. Г. Тарасова	19
Верхний протерозой. Рифей. Е. М. Заболоцкий	23
Верхний протерозой — нижний кембрий. Е. М. Заболоцкий	24
Кембрийская система. Е. М. Заболоцкий	25
Ордовикская система. Е. М. Заболоцкий	27
Силурийская система. Е. М. Заболоцкий	30
Девонская система. Е. М. Заболоцкий	34
Каменноугольная система. Е. М. Заболоцкий	38
Пермская система. Т. М. Заболоцкий	40
Триасовая система. Т. М. Заболоцкий	43
Юрская система. И. И. Сей	51
Меловая система. Е. М. Заболоцкий	59
Палеогеновая система. Л. А. Баскакова	60
Плиоцен — нижнечетвертичные отложения. Л. А. Баскакова, Е. М. Заболоцкий	62
Четвертичная система. В. В. Замогуев	63
Интрузивные образования	68
Раннеархейские интрузии. В. Г. Тарасова	68
Позднеархейские интрузии. Е. М. Заболоцкий	70
Раннепротерозойские интрузии. Е. М. Заболоцкий	72
Позднепротерозойские интрузии. Е. М. Заболоцкий	74
Палеозойские интрузии. Е. М. Заболоцкий	75
Мезозойские интрузии. Е. М. Заболоцкий	78
Тектоника. Е. М. Заболоцкий	85
Структуры Сибирской платформы	85
Структуры геосинклинальных областей	88
Структуры мезозойской тектоно-магматической активизации	96
Структуры молодой платформы	97
Неотектонические структуры	98
Разрывные нарушения	99
Геоморфология. В. В. Замогуев	101
Структурный рельеф	102
Структурно-денудационный рельеф	102
Вулканогенный рельеф	103
Выработанный рельеф	105
Аккумулятивный рельеф	106
История развития рельефа	108
Гидрогеология. Н. А. Петрова	115
История геологического развития. Е. М. Заболоцкий	120
Минерально-сырьевые ресурсы. О. Н. Кабаков	122
Заклечение. Е. М. Заболоцкий	123
Список литературы	123