

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ЧИТИНСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Экз. №

0093

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ ВОСТОЧНО-ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ

Лист N-50-XXXV

Объяснительная записка

Составитель *Ю.Ф. Мисник*

Редактор *В.Н. Козеренко*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ

29 декабря 1962 г., протокол № 52

МОСКВА 1970

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-50-XXXX расположена в северо-восточной части Восточного Забайкалья в пределах Сретенского района Читинской области. Географические координаты: $52^{\circ}00'$ - $52^{\circ}40'$ с.ш. и $118^{\circ}00'$ - $119^{\circ}00'$ в.д.

Рельеф района среднегорный, с хорошо развитой речной сетью. Основной горной системой района является Борщевочный хребет, протягивающийся в междуречье Шилки и Газимура в северо-восточном направлении; наибольшая абсолютная высота хребта - 1501 м (Начинский голед), его относительные превышения над долинами составляют в среднем 300-400 м. Левобережье р.Шилки занято горными отрогами юго-восточной части Шилкинского хребта. Многочисленные водотоки района относятся к бассейнам рек Шилки и Газимура. Вся территория листа покрыта тайгой.

Климат резко континентальный с большими колебаниями годовых и суточных температур и сравнительно малым количеством осадков (300-350 мм), выпадающих преимущественно в летний период. Низкая среднегодовая температура (-5°) способствует широкому развитию многолетней мерзлоты.

Населенные пункты расположены главным образом по долинам крупных рек (села Фирсово, Боты, Шилкинский Завод, ст.Лоншаково - по р.Шилке; села Батакан, Луговской, Закаменная - по р.Газимур). Судоходна только р.Шилка, которая является основной транспортной артерией района. Ближайшая железнодорожная станция (г.Сретенск) находится в 30 км от западной границы площади листа.

Основным занятием населения является сельское хозяйство; часть населения занята на судостроительной верфи пос.Лоншаково.

История геологического освоения района начинается со второй половины XVIII в., когда в устье р.Чалбуча были открыты крупные месторождения серебро-свинцовых руд. Интенсивная разработка этих

месторождений, продолжавшаяся без перерыва до 1850 г., выдвинула район в число ведущих центров серебро-свинцового промысла Восточного Забайкалья. В 1838 г. была обнаружена богатая аллювиальная россыпь золота по р. Богача. Одновременно крупные золотосодержащие россыпи были открыты непосредственно к северу от границы района, в бассейне р. Кара. Карийская группа россыпей на долгие годы становится основным центром золотодобычи Нерчинского горного округа.

Первые региональные геологические исследования в районе относятся к концу XIX в., когда в связи с постройкой Сибирской железной дороги А.Э.Гедройц провел маршрут вдоль левого берега р. Шилки и составил схематическую геологическую карту этой территории. Однако систематическое изучение района начинается лишь в советский период. В 1936 г. Б.А.Иванов (по материалам полевых исследований Р.А.Добрянского) составляет геологическую карту левобережья р. Шилки в масштабе 1:200 000 и дает сводное описание геологического строения этой местности. С 1937 г. в западной части района развернулись поисковые работы треста "Востсиболово", которые привели к открытию Чичиканского россыпного месторождения касситерита (Здановский, 1939 ф.).

С 1941 г. на территории района проводятся планомерные геологосъемочные и поисково-разведочные работы, осуществлявшиеся Восточно-Сибирским геологическим управлением, а позднее, с 1950 г., Читинским геологическим управлением. В результате этих исследований более половины площади района к началу картосоставительских работ была покрыта геологической съемкой масштабов 1:200 000 - 1:50 000 (Ноздрин и Иванова, 1941 ф.; Коцких, Постников, 1941 ф.; Куликов, Коцких, Иванова, 1942 ф.; Муратова, 1950 ф.; Леонов и Емельянов, 1951 ф.). Поисковые исследования за этот период привели к открытию ряда молибденовых месторождений в северной части района (Куликов, 1944 ф.).

В 1956 г. были начаты работы по составлению геологической карты и карты полезных ископаемых листа N-50-XXXU в масштабе 1:200 000. Территория района, не имевшая к этому времени кондиционной геологической карты, была покрыта геологической съемкой масштаба 1:200 000 (Мисник, Марковский, Рубцов, 1956 ф.). На остальной территории в 1957-1958 гг. проводились контрольно-уязвочные маршруты, имевшие целью свести материалы предыдущих исследователей в единую геологическую карту, отвечающую современным научным знаниям и геологическим построениям для Восточного Забайкалья. Новые данные, полученные в период этих исследований, позволили уточнить и в ряде случаев пересмотреть основные

вопросы стратиграфии и магматизма района (Мисник, Рубцов, 1957 ф.). Первый вариант геологической карты и карты полезных ископаемых листа N-50-XXXU в масштабе 1:200 000 был составлен в 1959 г. В дальнейшем отдельные, наиболее спорные, вопросы геологического строения района явились предметом специальных тематических исследований (Мисник, 1959-1960 ф.; Т.М.Окунева, 1960 г.; Ю.П.Писцов, 1960 г.; Тихомиров, 1961 ф.). Материалы этих работ, так же как и результаты геологической съемки территории листов N-50-129-A, Б масштаба 1:50 000 (Шадрин, 1960-1961 ф.) были использованы при составлении публикуемого варианта геологической карты и карты полезных ископаемых N-50-XXXU масштаба 1:200 000. Для уточнения границ геологических образований использовались данные аэромагнитной съемки масштаба 1:200 000 (В.В.Сусленников, 1958 г.), результаты гравиметрической съемки масштаба 1:1 000 000 (М.В.Иванов, 1960 г.), а также крупномасштабные аэрофотоснимки.

СТРАТИГРАФИЯ

Осадочные, метаморфические и вулканогенные образования, занимающие около 30% площади района, представлены синийскими (?), кембрийскими, силурийскими (?), среднедевонскими - пермскими, юрскими, меловыми и четвертичными отложениями.

СИНИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

У р о в с к а я с в и т а (? (Sn и?)). В северной части района расположена толща метаморфических пород, слагающая береговые участки р. Шилки в полосе между устьем пади Кума (на юго-западе) и горой Тиган (на северо-востоке). Толща представлена глинисто-серицитовыми и серицитово-хлоритовыми сланцами, с которыми переслаиваются метаморфизованные алевролиты и песчаники, а также редкие и маломощные линзы кварцитов. Эти породы слагают ядро сложной антиклинальной структуры север-северо-восточного простирания, крылья которой образованы мраморизованными известняками и доломитами. Отчетливо наблюдаемое в ряде пунктов (северный склон горы Масляной, нижнее течение р. Чалбуча) согласное залегание карбонатных отложений на метаморфических сланцах указывает на принадлежность обеих толщ к единому непрерывному разрезу, нижним членом которого является толща метаморфических

сланцев. Видимая мощность ее, установленная в разрезе по левому берегу р.Шилки, на участке между падью Кайлага и горой Масляной составляет 750-1000 м.

Метаморфические сланцы характеризуются темно-серой, иногда зеленовато-серой окраской и тонкосланцеватой текстурой. Структура их меняется от слабо перекристаллизованной бластопелитовой до лепидогранобластовой. Структуры последнего типа характерны для сланцев юго-западной части полосы, где наиболее сильно проявилось метаморфизирующее влияние палеозойских интрузий.

Алевриты и песчаники отличаются от сланцев более массивным сложением, толстоплитчатой отдельностью и окраской в пепельно-серых или буровато-желтых тонах. Обычная структура этих пород — алевропсаммитовая и псаммитовая; местами она переходит в бластопсаммитовую с микролепидогранобластовой структурой цемента. По составу псаммитовых обломков различаются кварцевые и аркозовые разновидности: в первых обломки на 90% сложены волнистопогасающим кварцем, во вторых доминируют зерна серицитизированного плагиоклаза. Обломки скреплены цементом по базальному типу, состоящим из агрегата вторичного кварца и мелкочешуйчатого серицита, с которым ассоциируют мусковит, биотит и турмалин.

Отнесение метаморфической толщи к уровской свите в значительной мере условно. Как известно, в Восточном Забайкалье под уровской свитой понимают метаморфические тонкообломочные образования, согласно подстилающие карбонатные породы быстринской свиты. Поскольку возраст последней датируется по фауне археоциат как раннекембрийский, считается вполне вероятным отнесение уровской свиты к синийскому комплексу.

Условность отнесения метаморфической толщи к уровской свите на геологической карте листа N-50-XXXX связана с тем, что возраст залегающих стратиграфически выше карбонатных пород определяется здесь также условно путем литологических сопоставлений с быстринской свитой пригазимурской зоны, где принадлежность ее к нижнему кембрию обосновывается достаточно надежно (см. следующий раздел). Такое сопоставление карбонатных толщ может быть принято только в качестве возможного варианта. Соответствующим образом должна рассматриваться и принятая на геологической карте возрастная индексация метаморфической толщи.

Вместе с тем имеются основания для возможной идентификации карбонатных отложений пришилkinsкой зоны с нерчинско-заводской свитой, известной в Приаргунье. В этом случае метаморфическая толща может быть отнесена к алтачинской свите (Ст₁₋₂ а^б). Такой вывод, в частности, наметился при палинологическом изуче-

нии метаморфических сланцев горы Масляной, в которых Е.З.Исагуловой были установлены споры: *Archaeodiscina granulata* Naum., *A.granulosa* Naum., *A.simplex* Naum., *Archaeoporina* sp., *A.punctulata* Naum., *A.pumila* Naum., *A.tenella* Naum., *Archaeopylomia glabra* Naum., *Archaeoalveolata crassa* Naum., *Archaealetes* sp., *Brochosaccus ordovicus* Naum., *Hystriochosphaeridium* sp. По заключению Е.З.Исагуловой такие же виды микроспор встречены ею в алтачинской свите Приаргунья (лист М-50-ХП).

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Быстринская свита (Ст₁ б^а). Карбонатные породы, представленные мраморизованными известняками, доломитовыми известняками и доломитами, известны в пришилkinsкой и пригазимурской зонах района. В пришилkinsкой зоне эти породы выходят в северной части прибрежной полосы, где нередко слагают цоколи высоких террас р.Шилки. В большинстве случаев они приурочены к полям метаморфической толщи, вместе с которой образуют крупную антиклиналь север-северо-восточного простирания.

Карбонатные отложения, слагающие западное крыло этой структуры, прорваны интрузией гнейсированных диоритов, в контакте с которой известняки и доломиты мигматизированы и метасоматически изменены. Изменения проявляются в тремолитизации, скаполитизации и хлоритизации пород. Такие же метасоматические преобразования отмечаются в карбонатных породах южного окончания складки (нижнее течение р.Боты), в значительной мере ассимилированных интрузией диоритов и сохранившихся в виде небольших "островков", обрамленных разломами. Известняки и доломиты восточного крыла структуры (бассейн р.Гала) попадают в мощную зону смятия, в пределах которой они надвинуты на рассланцованные гранитоиды каменноугольной интрузии.

В пригазимурской зоне поле карбонатных пород расположено преимущественно на левобережье р.Газимур, и лишь незначительная его часть занимает правый берег реки. Поле имеет вид полосы, вытянутой вдоль р.Газимур на 15 км и достигающей в ширину 10 км. Северо-восточное продолжение ее находится на территории листа N-50-XXXXI. С севера и запада отложения полосы прорваны гранитоидами каменноугольной интрузии, в контакте с которыми известняки полностью перекристаллизованы и метасоматически изменены

(тремолитизированы и эпидотизированы). На юго-восточном окончании полосы (р. Ушумун) карбонатные породы погружаются под согласно покрывающие их сланцы алтачинской свиты.

Разрезы карбонатной толщи в каждой из зон достаточно индивидуализированы.

В пришилкинской зоне в разрезе карбонатной толщи преобладают мраморизованные известняки и доломитовые известняки, к которым приурочены маломощные слои кварцитов. В верхней части разреза имеется пачка переслаивающихся мраморизованных доломитов, черных битуминозных известняков, графитовых сланцев и песчаников мощностью около 180 м. Мощность всей толщи не менее 750 м.

Карбонатные породы в пришилкинском разрезе характеризуются массивным или полосчатым сложением и разнообразной окраской в молочно-белых, светло-серых, розоватых, темно-серых и черных тонах. Строение их обычно крупно- и среднекристаллическое, реже тонкокристаллическое. Структура пород – гранобластовая. В зонах смятия текстура пород брекчиевидная. Повсеместно проявлено сильное окварцевание известняков и доломитов, нередко приводящее к образованию кремнистых разностей типа джеспероидов.

В пригазิมурской зоне карбонатные породы представлены преимущественно мраморизованными доломитами и доломитовыми известняками, среди которых слои мраморизованных известняков сравнительно редки. В разрезе толщи встречаются маломощные прослои глинисто-серицитовых сланцев. Мощность толщи ориентировочно определяется в 1000–1100 м.

Вопрос геологической датировки карбонатной толщи в каждой из зон решается различно. В пригазимурской зоне принадлежность этих отложений к быстринской свите доказывается согласным залеганием на них сланцев алтачинской свиты, охарактеризованных близости кембрийской фауны. Как известно, возрастное положение быстринской свиты определяется по форме археоциат, обнаруженной в нескольких пунктах Восточного Забайкалья (участок с. Газимурский завод, участок с. Георгиевка). По А.Г. Вологдину, археоциаты позволяют отнести быстринскую свиту к нижнему и низам среднего отделов кембрия. В настоящее время более вероятным считается раннекембрийский возраст свиты.

В пришилкинской зоне отнесение карбонатной толщи к быстринской свите базируется на параллелизации ее с подобными отложениями пригазимурувских разрезов, однако такое сопоставление не может считаться строго доказанным. Поэтому принятая для нее возрастная индексация является в значительной мере условной.

Выше отмечалось, что имеющиеся материалы позволяют допустить возможность параллелизации пришилкинской карбонатной толщи с нерчинскозаводской свитой. На это указывают результаты палинологического изучения известняков, отобранных из ряда горизонтов толщи (пр. Тиган, Урджан, Годой). Е.З. Исагуловой в них установлены споры: *Archaeodiscina* sp., *Brochosaccus* sp., *Leiotriletes* sp., *L. hyalinus* Naum., *Psophosphaera reticulata* Naum., *P. gibberosa* Naum., *Sphaerina media* Naum., *Zonoaletes* sp., *Sphaerina* sp., которые типичны для комплекса микроспор, полученного из пород нерчинскозаводской свиты в Приаргунье (лист М-50-ХП).

Нижний – средний отделы

Алтачинская свита (см. 2 а). Отложение свиты занимает незначительную площадь в юго-восточной части района, в бассейне р. Ушумун (правый приток р. Газимур), залегая здесь в ядре крупной синклинали, северо-западное крыло которой сложено карбонатными породами быстринской свиты. Продолжение этой структуры находится на территории соседних районов (листы М-50-XXXVI, М-50-У, М-50-УІ).

В разрезе свиты представлены глинистые и глинисто-серицитовые сланцы, которым подчинены прослои алевролитов и песчаников. Для сланцев характерны темно-серые и пепельно-серые цвета и тонкоплитчатая отдельность. Алевролиты и песчаники окрашены в те же цвета, но отличаются массивным сложением и толстоплитчатой отдельностью. Мощность свиты, по данным С.М. Синицы, превышает 1000 м.

Возраст алтачинской свиты определяется по остаткам фауны цефалопод, обнаруженной В.А. Гуниным (1959) в сланцах р. Богдаты (правый приток р. Газимур), в нескольких километрах к востоку от границы района (лист М-50-XXXVI). По З.Г. Балашову, цефалоподы принадлежат к роду *Volborthella* Schmidt известному в нижнем кембрии Северо-Запада СССР и в среднем кембрии Чехословакии. В.А. Сысоев относит эти остатки к роду *Salterella*, характеризующему, по его мнению, кембрийскую систему в целом. В настоящее время за основу принимается определение З.Г. Балашова и возраст свиты признается в рамках нижнего и среднего отделов кембрия. Следует, очевидно, допускать возможность, что алтачинская свита имеет более широкий возрастной диапазон. Существует, в частности, мнение, что ее возрастной диапазон находится в границах от среднего кембрия до ордовика включительно (В.Н. Козерен-

ко, А.А. Локерман и др.).

СИЛУРИЙСКАЯ (?) СИСТЕМА

Кулиндинская свита (*S^{sk}*). В западной части пришилkinsкой зоны широко развит комплекс вулканогенно-осадочных пород, превращенных в процессе регионального и дислокационного метаморфизма в разнообразные "зеленые" сланцы, амфиболиты, филлитовые и биотитовые сланцы. Этими породами сложена относительно широкая полоса, основная часть которой располагается по среднему течению р. Чачи, откуда она протягивается в юго-западном направлении в бассейн р. Ненюки и вблизи западной границы района переходит на правый берег р. Шилки, занимая здесь приустьевую часть р. Ералги. Длина полосы 35 км; ширина ее у западной границы района достигает 15 км, но в направлении на северо-восток она заметно сужается и в долине р. Чачи не превышает 4 км.

Метаморфические образования комплекса имеют сложные взаимоотношения с окружающими породами. Северо-западной границей полосы служит крупный разлом северо-восточного простирания, по которому метаморфические породы надвинуты на филлитовые сланцы чачинской свиты. Вдоль юго-восточной границы полосы, на участке верхнего течения р. Ушумун, прослеживается другой разлом, отделяющий метаморфический комплекс от гнейсированных гранитов и диоритов каменноугольной интрузии. Далее к юго-западу линия контакта становится более извилистой, отражая характер взаимоотношений гранитоидов с метаморфическими породами. Последние, в контакте с интрузиями, образуют широкую зону сложных мигматитовых образований, в которых метаморфические сланцы согласно "переслаиваются" с пластовыми телами гранитоидов, обычно перекристаллизованных до состояния гнейсов. По мере удаления от контактовой зоны вглубь количество интрузивных пластовых тел в метаморфических сланцах заметно уменьшается, а характерные для этой зоны инъекционные гнейсы уступают место гнейсам с массивной текстурой. К метаморфическим сланцам внутренних частей полосы приурочены крупные пластовые залежи и мелкие линзы ультрабазитов.

Заслуживает внимания тот факт, что среди гнейсированных диоритов, расположенных вблизи полосы метаморфических пород, часто встречаются ксенолиты метаморфических сланцев, обильно пронизанные мелкими согласными телами диоритов. Наиболее крупные из ксенолитов показаны на геологической карте. Судя по их размещению, можно предположить более широкое первоначальное распро-

странение метаморфического комплекса, впоследствии в значительной мере ассимилированного интрузией.

В составе метаморфического комплекса ориентировочно выделяются две толщи: нижняя, представленная преимущественно различными зеленокаменными породами и кварцево-биотитовыми сланцами, и верхняя, состоящая в основном из кварцево-биотитовых сланцев и филлитов, которым подчинены прослои зеленокаменных пород; очень редки в разрезе толщи маломощные (до 0,5 м) прослои и линзы мраморизованных известняков. Мощность всего комплекса из-за сложной изоклинальной складчатости не поддается точному учету, но очевидно не менее 2000 м.

Среди зеленокаменных пород выделяются тонкорассланцованные "зеленые" сланцы и массивные, иногда пятнистые или полосчатые, амфиболиты. Первые имеют темно-зеленую окраску и характеризуются кристаллобластовыми структурами, из которых чаще всего встречаются нематобластовая и лепидонематобластовая с переходами и фибробластовую. По минералогическому составу все сланцы группируются в актинолитовые, хлорит-актинолитово-кварцевые, эпидотово-актинолитовые, эпидот-хлоритово-актинолитовые, эпидот-хлорит-роговообманковые, биотитово-актинолитовые и эпидот-хлоритово-пироксеновые. В последних зерна пироксена установлены как реликты, не замещившиеся актинолитом. Из других реликтовых минералов встречены вкрапленники сильно альбитизированного плагиоклаза, напоминающие порфиновые выделения эффузивов (спилитов?), и кварцево-полевошпатовые агрегаты с фельзитовой структурой; эти данные указывают их вулканогенный характер первичного материала. Амфиболиты обнаруживают нематобластовую или гломеробластовую структуры и ясно выраженную параллельную, а в пятнистых разностях такситовую текстуру. Изредка устанавливается бластоидиобазовая структура, указывающая на происхождение амфиболитов за счет основных эффузивов. Порода состоит из сильно альбитизированного плагиоклаза и амфибола (роговой обманки или актинолита), находящихся примерно в равных количествах.

Кварцево-биотитовые сланцы характеризуются темно-серой окраской, шелковистым блеском, тонкосланцеватой, часто полосчатой, текстурой. Структура их лепидогранобластовая, переходящая в гранобластовую. Основными минералами являются кварц и биотит, которым подчинены хлорит, мусковит и плагиоклаз (олигоклаз, реже альбит). Спорадически устанавливаются андалузит, гранат и реликты пелитовых частиц, свидетельствующие об осадочном происхождении пород. К кварцево-биотитовым сланцам близки филлитовые сланцы, известные в верхних частях разреза комплекса.

Отнесение метаморфического комплекса к кулиндинской свите основывается на данных геологического картирования пришилkinsкой зоны в соседних районах (листы N-50-XXXIV, M-50-IV, M-50-III), свидетельствующих, что полоса метаморфических пород прослеживается почти без перерыва вдоль р.Шилки, переходя затем в междуречье Онона и Аги, где известен стратотип кулиндинской свиты. Возраст последней условно принимается как силурийский, хотя не исключен более древний, докембрийский.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ - ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Ч а ч и н с к а я с в и т а (D_2 -P $\check{c}\check{c}$). Наименование чачинская свита впервые введено в 1936 г. Б.А.Ивановым для обозначения сланцево-конгломератовой толщи, развитой на левобережье р.Шилки, в бассейне среднего течения р.Чачи. Позднее (П.Г.Белик, 1941 г.) к этой свите были отнесены подобные отложения по среднему течению р.Инегири, правому притоку р.Чачи. Последующие исследования (Мисник, 1957-1962 ф; Т.М.Окунева, 1960г.; Тихомиров, 1961 ф; Шадрин, 1960-1962 ф) показали, что чачинской свитой следует считать комплекс прибрежно-морских терригенных отложений, обнажающийся в бассейне среднего течения р.Чачи, в междуречье Боринской Чачи и Киргинской Чачи, где им сложена полоса северо-восточного простираения, протягивающаяся от западной границы района на 28 км, достигая в ширину 9 км.

С северо-запада полоса ограничена региональным разломом, по которому с породами свиты соприкасаются граниты позднепротерозойской интрузии (τ_2 Pt $_2$); на юго-востоке полоса обрамлена разломом типа крутого надвига, по которому на чачинскую свиту надвинуты метаморфические образования кулиндинской свиты. Северо-восточное продолжение описываемых пород на участке водораздела левых притоков р.Чачи и р.Кулумун уничтожено порфировидными гранитами Кара-Чачинского массива ($\tau_{\delta 3}$ T τ).

Разрез чачинской свиты, составленный по р.Боринская Чача, следующий (Мисник, 1957) (снизу вверх):

1. Темно-серые плотные разногалечные и валунные конгломераты с редкими маломощными (не более 20-25 м) горизонтами грубозернистых песчаников (внизу) и темно-серых тонкоплитчатых филлитов (вверху). В сланцах имеются отпечатки ископаемой флоры плохой сохранности.

Конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки шаровой или дискообразной формы, а также из валунов, как правило, хорошо обработанных, достигающих 50-70 см в поперечнике. Степень сортировки обломочного материала в целом невысокая, но тем не менее наблюдается общее уменьшение размеров обломков вверх по разрезу толщи. В составе обломков преобладают гранитоиды, петрографически тождественные породам интрузии, расположенной к северу от главного поля свиты. Реже в гальке присутствуют темно-серые полимиктовые песчаники (количество их резко увеличивается в конгломератах верхней части толщи), гранитпорфиры, кварцевые порфиры и кварциты. Цементом конгломератов служит темно-серый мелкозернистый полимиктовый песчаник.

2. Пачка переслаивающихся мелкогалечных конгломератов, темно-серых тонкоплитчатых филлитов и темно-серых мелкозернистых полимиктовых песчаников. 150-200 м

Конгломераты состоят из мелкой (1-2 см в длину), хорошо окатанной гальки, сцементированной песчанистой или глинистой массой; количество цемента достигает 80% объема породы. Галька состоит из песчаников и филлитов, идентичных породам цемента.

3. Темно-серые тонкоплитчатые филлиты, переслаивающиеся с темно-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. Сланцы обладают бластопелитовой или бластоалевролитовой структурой, но нередко (в случае полной филлитизации) имеют микролепидобластовую структуру. В средней части пачки сланцы содержат остатки фауны пелеципод и ископаемых растений. В верхах пачки на поверхности слоев наблюдаются скульптуры симметричных волноприбойных знаков. 600-700 "

Суммарная мощность разреза несколько превышает 3000 м.

Достаточно заметно проявляется фациальная изменчивость чачинской свиты по простираанию полосы. Так, к северо-востоку от долины р.Боринской Чачи наблюдается быстрое сокращение мощности пачки переслаивания мелкогалечных конгломератов, филлитов и песчаников, и на участке верхнего течения рек Бугорья и Халанья (левые притоки р.Чачи) эта пачка полностью исчезает из разреза свиты. Вместе с тем, в конгломератах на этом участке появляются

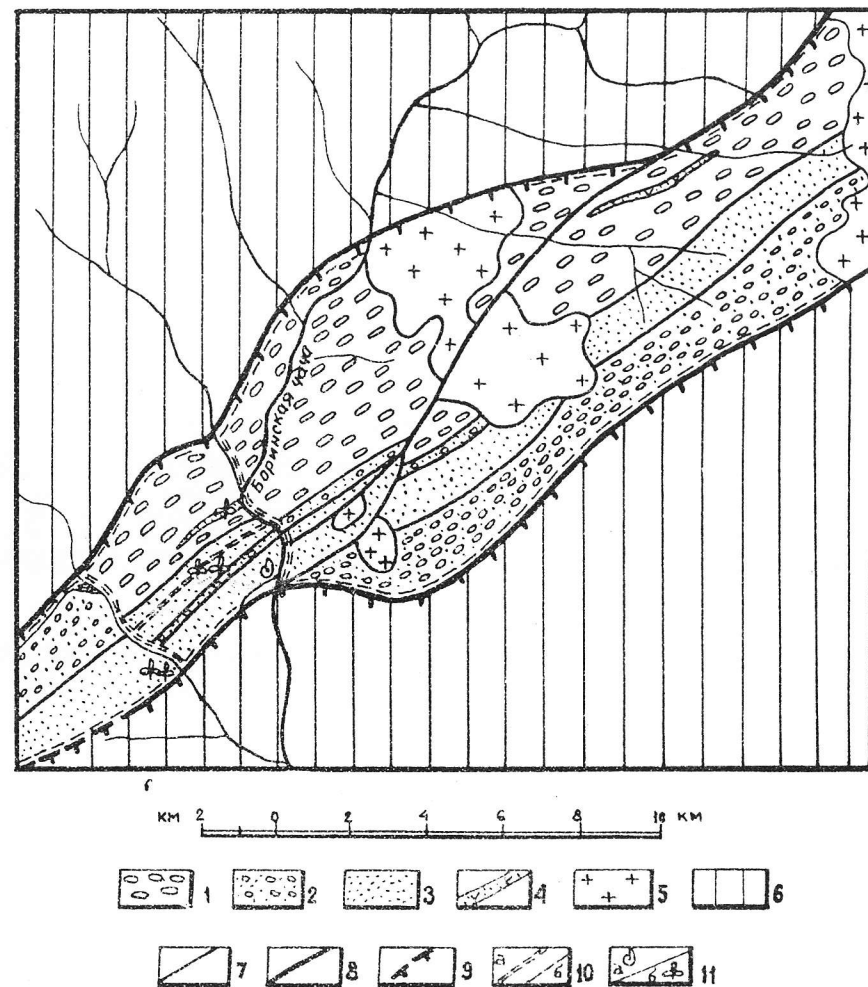
горизонты туфобрекчий среднего состава мощностью до 20–30 м, неизвестные в разрезах свиты других участков главного поля. Имеются основания считать, что и в направлении к р.Кириинская Чача фациальный состав свиты меняется, но сложность блокового строения юго-западной части полосы препятствует точному учету этих изменений (см.рисунок).

На возраст чачинской свиты существуют различные точки зрения. Долгое время являлось распространенным мнение Б.А.Иванова (1936) о поздне триасовом возрасте свиты, основанное на сопоставлении ее с морскими отложениями района ст.Куэнги, охарактеризованными фауной норийского яруса (лист N-50-XXXIV). В последние годы появились данные, показавшие ошибочность такого сопоставления и позволившие заключить о более древнем, палеозойском, возрасте свиты (Мисник, 1957–1962 ф; Т.М.Окунева, 1960 г.; Тихомиров, 1961; Шадрин, 1962 ф). Вопрос о принадлежности этих отложений к более узкому возрастному диапазону в настоящее время является дискуссионным, поскольку имеющиеся данные палеонтологических и палеофитологических определений допускают возможность различного их истолкования.

В филлитовидных сланцах из средней части верхней толщи, выходящих на склоне правого борта долины р.Боринской Чачи, у северной окраины с.Бори, И.Н.Тихомировым (1961) обнаружена фауна пелеципод, которая Б.В.Наливкиным была предположительно отнесена к виду *Amnigenia catskillensis* Hall., известному в быстринской свите Минусинской впадины. Такое определение фауны позволило высказать мнение о позднедевонском–раннекаменноугольном возрасте чачинской свиты (И.Н.Тихомиров, Т.М.Окунева).

Е.М.Люткевич, изучив фауну повторных сборов из этого местонахождения (Мисник, 1959 ф, Шадрин, 1962 ф), склонен считать, что содержащиеся в ней формы наиболее близки к двум родам *Avisuloripina* и *Pauchoua*, характерные для перми, особенно для ее верхнего отдела. С этим заключением согласуется высказанное ранее мнение о пермском возрасте чачинской свиты (Мисник, и др., 1957 ф), в пользу которого приводились следующие доводы.

Изучение остатков ископаемой флоры, обнаруженных в филлитовых сланцах из различных горизонтов нижней и верхней толщ (местонахождения в окрестностях сел Бори и Кирга), показало, что в них, по определению Е.Ф.Залесской-Чирковой, содержатся верхушки веток и иглы древних хвойных рода *Walchia* и штриховатые черешки папоротников, сходных с *Angaropteridium cardiopetoides* (Schm.) Zai. (сборы Ю.Ф.Мисника, 1961 г.). Присутствие этих форм, по заключению Е.Ф.Залесской-Чирковой, позволяет уверенно относить чачин-



Геологическое строение участка распространения чачинской свиты (среднее течение р.Боринская Чача). Составил Ю.Ф.Мисник, 1962 (по материалам Ю.Ф.Мисника и А.И.Шадрина)

1 – конгломераты разногалечные и валунные; 2 – ритмичное переслаивание мелкогалечных конгломератов, филлитов и метаморфизованных песчаников; 3 – филлиты, метаморфизованные песчаники и алевролиты; 4 – туфы и туфобрекчии андезитовых порфиритов; 5 – гранодиориты, 6 – додевонские образования; 7 – линия нормального стратиграфического и интрузивного контакта; 8 – линия тектонического контакта; 9 – региональные разломы; 10 – линия тектонического контакта, предполагаемая (а), зоны расщепленных и развалцованных пород (б), 11 – места находок ископаемой фауны (а) и флоры (б)

скую свиту к верхнему палеозою, скорее всего к нижней перми. Возможность позднепалеозойского возраста свиты подтверждена Е.С.Рассказовой, отметившей в той же коллекции флоры остатки хвойных *Walchia* (?), папоротников *Noeggerathiopsis* (?) и неопределимых хвощей.

Палинологический анализ филлитовых сланцев из различных слоев свиты, выполненный Г.А.Орловой-Турчиной (1957-1961) при консультации М.А.Седовой, позволил установить в них многочисленные формы ископаемых спор и пыльцы: *Azonotriletes polypirenus* Lub., *A. extensus* Lub., *A. exvibrabilis* And., *A. perphoratus* (Lycopodium sp.), *A. decimaconfragosus* And., *A. ternarius* And., (*Coniopteris* sp.), *A. sp.*, (*Colliculina* Mal.), *A. sp.*, (*Cyclina* sp.), *A. fucerus* And., *A. osmundae* Sam., *A. microgranifer* And., *Zonotriletes* sp. (типа *Selaginella* sp.), *Zonoaletes parilis* And., *Leiotriletes glabar* (Naum.) Sam., *Trachytriletes* sp., *Latensina subrotata* Lub., *L. uralensis* Lub., *Lebachia* sp., *Ginkgo cycadophites* sp., *Bennettitales* sp., *Cedrus radiostriata* Sed., *Vittatina aurita* Lub., *Patellina comatella* Nal., *Podocarpacea* и др. По заключению Г.А.Орловой-Турчиной, апробированному М.А.Седовой, комплекс спор и пыльцы характерен для перми, а процентное содержание в нем пыльцы кордаитовых (60%) делает предпочтительным раннепермский возраст отложений.

Вместе с тем, в одном местонахождении (падь Широкая, водораздел рек Боринской Чачи и Киргинской Чачи), в филлитовых сланцах, заключенных в тектоническом блоке, но литологически очень сходных с породами основной части поля, встречены плохосохранившиеся остатки растений, отличающиеся от позднепалеозойской флоры более древним обликом (сборы Ю.Ф.Мисника, Т.М.Окуновой, 1960 г.). Г.П.Радченко в предварительном заключении отмечает, что наиболее вероятный возраст этих растительных остатков (систематическое положение их не указывается) определяется интервалом от позднего силура до эйфеля. Е.Ф.Залесская-Чиркова относит эту флору к группе *Psilophytales*, характерной для верхов силура и раннего девона. Однако ею были высказаны сомнения в точности этого определения из-за плохой сохранности материала.

Находка флоры по пади Широкой значительно затрудняет принятие окончательного решения о возрасте чачинской свиты. Если определения флоры правильны, следует допустить, что чачинская свита представляет неоднородную и разновозрастную толщу (включающую отложения верхнего силура-нижнего девона и верхнего палеозоя), литологические различия пород которой стерлись благодаря динамическому метаморфизму, связанному с наличием здесь мощного регионального разлома. Однако нельзя отрицать того, что

плохие остатки флоры из пади Широкой могут лишь имитировать древний облик, и в этом случае сомнения Е.Ф.Залесской-Чирковой в точности определения растений заслуживают внимания. Поэтому присутствие в чачинской свите отложений верхов силура - нижнего девона требует дополнительной проверки.

СРЕДНИЙ - ВЕРХНИЙ ПАЛЕЗОЙ

К куйтунской свите (Pz_{2-3} *ht*) отнесены вулканогенные образования в бассейне рек Еликан и Инегири (правые притоки р.Барановая Чача), слагающие здесь полосу северо-восточного простирания протяженностью около 18 км и шириной 3-4 км. С северо-запада и юго-востока полоса ограничена разломами северо-восточного простирания, отделяющими породы свиты от гранитоидов позднепротерозойской интрузии. К юго-западу от описываемого района полоса прослеживается в бассейне р.Куйтун, где закартированы наиболее обширные выходы куйтунской свиты.

Разрез куйтунской свиты, составленный по левому берегу р.Инегири (Шадрин, 1961 ф), следующий (снизу вверх):

1. Валунные конгломераты с хорошо окатанными, обычно уплощенными валунами (до 30-40 см в поперечнике), сцементированными серо-зеленым мелкозернистым туфопесчаником. В составе валунов представлены исключительно граниты и диориты 250 м
2. Туфосланцы, туфоалевролиты и кремнистые сланцы, реже мелкогалечные конгломераты с туфовым цементом; среди этих пород содержатся маломощные покровы рассланцованных андезитовых порфиритов 600 "
3. Разногалечные и валунные конгломераты, иногда конгломератобрекчии с угловатыми обломками гранитов, диоритов и андезитовых порфиритов. В верхней части пачки содержатся многочисленные горизонты песчаников, туфоалевролитов и рассланцованных андезитовых порфиритов. В туфоалевролитах имеются остатки ископаемой флоры около 750 "

Видимая мощность разреза 1600 м.

Северная часть описываемого поля сложена покровом кислых лав (кварцевые порфиры, дацитовые порфиры), с которыми местами связаны лавобрекчии также кислого состава. На всем протяжении полосы эти эффузивы контактируют с охарактеризованными выше вулканогенно-обломочными отложениями по разломам северо-восточного

простираения и об их соотношениях удастся судить лишь на основании косвенных признаков. Ими служат находки в кварцевых порфирах обломков туфосланцев, позволяющие допустить вероятность более высокого стратиграфического положения покрова кислых эффузивов. Мощность последнего ориентировочно определяется в 300-400 м.

Остатки ископаемой флоры, найденные в туфоалевролитах с р.Куйтун (Шенфиль, 1960 ф) и в таких же породах, обнажающихся по среднему течению р.Инегири (Мисник, 1959 ф; Шадрин, 1961 ф), содержат, по определению Е.Ф.Залесской-Чирковой, черешки папоротников, близких к формам, обнаруженным в чачинской свите. Последние, как отмечалось, позволяют отнести содержащие их слои к верхнему палеозою. Исходя из этого, возраст куйтунской свиты с некоторой долей условности также мог бы считаться позднепалеозойским. Поскольку, однако, куйтунская свита признается стратиграфическим аналогом чачинской, то в целях сохранения единообразия в их датировке для куйтунской свиты принимается условный возрастной интервал, охватывающий средний и поздний палеозой.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижний - средний отделы нерасчлененные (J_{1-2})

Нижне-среднеюрские отложения в морских и континентальных фациях установлены в пришилкинской и пригазимурской зонах.

М о р с к и е о т л о ж е н и я . В северной части пришилкинской зоны, по нижнему течению р.Чалбучи (левый приток р.Шилки), вблизи с.Шилкинский Завод, имеется небольшой участок, сложенный тонкообломочными породами, которые Б.А.Иванов (1936г.) предложил называть чалбучинской свитой. Вдоль западной границы участка эти отложения с размывом лежат на порфировидных гранитах Чалбучинского штока, а на востоке участка на них с угловым несогласием залегают вулканогенно-обломочные образования верхней юры.

Юрский разрез по р.Чалбуче однообразен и состоит из ритмичного переслаивания темно-серых и черных тонкоплитчатых аргиллитов с более массивными алевролитами и зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками аркозового состава; роль последних увеличивается к верхним частям разреза. Базальный горизонт представлен аргиллитами, местами дресвяниками и гравелитами. К средней части разреза приурочена пачка туфов порфиритов и туфопесчаников, переслаивающихся с тонкоплитчатыми алевролитами; мощ-

ность пачки около 60 м. Общая мощность разреза 800 м.

Сходный разрез имеют отложения, развитые в юго-западной части района, на водоразделе верхних притоков рек Удычи и Ералги. Здесь они представлены черными тонкоплитчатыми аргиллитами и темно-серыми алевролитами, с которыми тесно связаны светло-серые туфы кварцевых порфиров. С северо-востока эти отложения ограничены разломом северо-западного простираения, по которому они контактируют с порфировидными диоритами каменноугольной интрузии. На юго-западе аргиллиты и алевролиты прорваны небольшим массивом гранитов сретенского комплекса, который отделяет их от крупного поля аналогичных пород, расположенного в бассейне верхнего течения р.Куренги (лист М-50-IV).

Еще один участок, сложенный морскими отложениями, находится в пригазимурской зоне, по нижнему течению р.Покая. Здесь на ограниченной площади развиты аргиллиты, алевролиты и гравийные песчаники, переходящие в мелкогалечные конгломераты. Мощность этих отложений, по данным С.М.Синицы, в соседнем районе достигает 1800 м (лист М-50-XXXVI).

К о н т и н е н т а л ь н ы е о т л о ж е н и я . Такие отложения, известные в западной части пришилкинской зоны под названием "ералгинской свиты", слагают по нижнему течению р.Ералги (правый приток р.Шилки) полосу северо-восточного простираения протяженностью около 12 км и шириною 2-3 км.

Разрез этих отложений составлен по пади Аксенова, правому притоку р.Ералги (Мисник, 1957 ф). Здесь выделяются (снизу вверх):

1. На размытой поверхности гнейсированных гранитов и гранито-гнейсов залегает базальный горизонт мелкогалечных конгломератов, содержащих угловатую и полуокатанную гальку (1-3 см в поперечнике) из гнейсов, кварца, реже фельзитов. Галька сцементирована буровато-серой песчано-глинистой массой 35 м
2. Серые, темно-серые и черные аргиллиты и алевролиты, обычно тонкослоистые, нередко полосчатые; редкие слои мелкогалечных конгломератов по 10-20 м мощностью. В алевролитах остатки ископаемой фауны около 200 "
3. Светло-серые белесые массивные туфы кварцевого порфира мощностью 15 "
4. Пачка переслаивания черных тонкослоистых аргиллитов и туфов кварцевого порфира 10 "

5. Пачка переслаивания черных тонкослоистых аргиллитов и зеленовато-серых толстошлитчатых алевролитов 85 м

6. Пачка переслаивания аркозовых гравелитов, крупнозернистых песчаников, темно-серых, иногда пепельно-серых, алевролитов и черных тонкослоистых аргиллитов 200 "

7. Толща разногалечных и валунных конгломератов с прослоями крупнозернистых и гравийных песчаников. Вверх по разрезу толщи размер гальки увеличивается, степень ее окатанности улучшается; верхние горизонты конгломератов представлены крупногалечными и валунными разностями, составленными из хорошо окатанной гальки до 20-30 см по величине. Цемент песчанистый, слегка известковистый, по типу базальный 1050 "

Общая мощность разреза достигает 1600 м.

К юго-западу от пади Аксенова, по простиранию полосы, происходит быстрое фациальное замещение аргиллитов и алевролитов нижних частей разреза разногалечными конгломератами и гравелитами. В связи с этим в разрезе отложений пади Солонцовой (в 4 км к юго-западу от пади Аксенова) представлены уже исключительно грубообломочные породы.

Для определения возраста морских и континентальных отложений имеются следующие данные. В нижних горизонтах разреза по р.Чалбуче найдена фауна пелеципод (*Plicatula (Narpar) laevigata* Orb., *Pl. (N) aff. spinosa* Sow., *Pl. (N) aff. terquemi* Desl., *Bureiomya* sp. (Тихомиров, 1961 ф). По заключению Т.М.Окуневой, эти виды датируют плинсбахский ярус нижней юры. В верхней части разреза еще ранее были обнаружены остатки гастропод, отнесенные В.Ф.Пчелинцевым к виду *Amberleya cf. ovalis* Psel. (Мисник, 1957 ф). По В.Ф.Пчелинцеву, этот вид характеризует уже тоарский и ааленский ярусы юры. Таким образом, основная часть разреза толщи принадлежит нижней юре, и только верхние горизонты, толщи, лежащие выше слоя с фауной гастропод, видимо относятся к доггеру. Данные палинологического изучения аргиллитов из верхних горизонтов "свиты" подтверждают такой вывод. В этих породах Г.А.Орловой-Турчиной установлен комплекс спор и пыльцы следующего состава: *Lycopodium* sp., *Selaginella utrigera* Bolch., *Coniopteris* sp., *Cibotium* sp., *Polypodiaceae* sp., *Podozamites* sp., *P. gibbus* Bolch., *P. sinuosus*, *P. bullulinoformis* Mal., *Psophosphaera clausa*, *Ginkgo typica* Mal., *G. parva* Naum., *Cycadaceae* sp., *Palaeoconiferus* sp., *Palaeopicea*

Bolch., *Podocarpus* sp. и др. По мнению Г.А.Орловой-Турчиной, комплекс микроспор характеризует преимущественно средний отдел юры.

Отложения на водоразделе рек Удыча-Ералга относятся к нижне-среднеюрским образованиям по аналогии с расположенными поблизости отложениями бассейна р.Куренги, охарактеризованными морской фауной (лист М-50-IV). Такой же возраст приписывается морским отложениям бассейна р.Покая, фауна в которых встречена на территории соседнего района (лист N-50-XXXVI).

Несколько иначе определяется возраст толщи по р.Ералге, охарактеризованной комплексом пресноводной фауны (Мисник, 1961 ф). В алевролитах нижней части толщи имеются пелециподы, принадлежащие, по заключению Ч.М.Колесникова, к родам *Ferganiconcha* sp., *Pseudocardinia* sp. *Sibireconcha* sp.

Эти родовые формы являются руководящими для нижней и средней юры. Совместно с пелециподами обнаружены насекомые и рыбы. Первые, по определению В.Н.Вишняковой, являются тараканами *Mesoblattininae*, характеризующими верхи лейаса и низы доггера. Вторые принадлежат семейству *Lycoperidae* и позволяют отнести содержащие их слои к верхней части доггера, либо к малому (заключение В.Н.Яковлева). Очевидно, что данные определений фауны пелеципод и насекомых свидетельствуют против отнесения "ералгинской свиты" к верхней юре. С другой стороны, присутствие ликоптерид не позволяет как будто бы считать эти отложения раннеюрскими. По этой причине принятая в настоящее время возрастная индексация (J_{1-2}) является не совсем точной. Более правильно считать возраст этих образований среднеюрским.

Верхний отдел (J_3)

Относительно небольшое распространение в районе имеют эффузивно-туфогенные образования, слагающие несколько полей в пришилкинской и пригазимурской зонах.

Пришилкинская зона. Наиболее значительный участок этих пород расположен в северной части зоны, вблизи с.Шилкинский Завод. Полоса эффузивно-терригенных образований располагается здесь непосредственно к западу от узкой береговой зоны, сложенной мраморизованными известняками и доломитами быстринской свиты, и протягивается в северо-восточном направлении на 10 км; ширина полосы не превышает 1 км. Вдоль восточной границы полосы проходит крупный разлом, по которому на эффузивы и туфы надвинуты карбонатные породы; на западе вулканогенные образования

с угловым несогласием залегают на алевролитах и песчаниках "чалбучинской свиты", а также с размывом перекрывают граниты Чалбучинского штока.

Разрез вулканогенной толщи по левому берегу р.Чалбуча имеет, по данным Ю.Ф.Мисника (1962 г.), следующий вид (снизу вверх):

1. На аркозовых песчаниках ниже-среднеюрской толщи с размывом и угловым несогласием залегает пачка разно-галечных конгломератов, содержащая в нижней своей части слои зеленоватых туфопесчаников и туфобрекчий. Обломочный материал конгломератов плохо отсортирован; галька имеет размеры от I до 15 см в поперечнике, степень ее окатанности различная. В составе гальки установлены обломки кварцевых диоритовых порфиритов и гранит-порфиров годойского типа, андезитовые порфириты близкие к субвулканическим фациям годойских интрузивов, лампрофиры, кварцево-турмалиновые породы и жильный кварц 120 м
2. Покров кварцевых андезитовых порфиритов, переходящих участками в андезитовые афириты. В верхней части покрова порфириты содержат маломощный горизонт (2-3 м) туфов кислой лавы 200 "
3. Покров дацитовых порфиритов и их туфов 150 "
4. Горизонт туфобрекчий 30-40 "

В направлении на северо-восток фациальный состав толщи несколько изменяется. В разрезе по р.Урдюган заметно возрастает роль пирокластических пород (туфов и туфопесчаников), частично замещающих лавы среднего состава; появляются неизвестные в юго-западных разрезах пестроокрашенные туфы средних эффузивов.

В западной части пришилкинской зоны известно небольшое поле эффузивов среднего состава, являющихся, видимо, стратиграфическим аналогом описанного выше вулканогенного комплекса. Эффузивы, представленные здесь кавернозными андезитовыми порфиритами, узкой полосой обрамляют с юга конгломераты ниже-среднеюрской толщи (водораздел рр.Ералги и Кумыканды) от которых они отделены разломом северо-восточного простирания.

Пригазимурская зона. Лавы и лавобрекчии среднего состава установлены в прибрежной полосе р.Газимур в окрестностях с.Закаменного. В основном они представлены миндалекаменными андезитовыми афиритами, окрашенными в зеленые, сургучно-красные и лило-ватые цвета. Мощность покрова очевидно не превышает 200-300 м. Восточнее с.Закаменного на этих лавах несогласно залегают кварцевые порфиры.

Возраст вулканогенных образований в пришилкинской зоне определяется их стратиграфическим положением в разрезе: с угловым несогласием они залегают на фаунистически охарактеризованной ниже-среднеюрской толще (р.Чалбуча) и, в свою очередь, перекрываются устькарской свитой (J_3-Cr_1), лежащей на них с размывом. Исходя из этих данных, эффузивно-туфогенная толща датируется как позднеюрская, что согласуется с общепринятыми представлениями о возрасте вулканогенного комплекса в Восточном Забайкалье. Вместе с тем, нельзя отвергать возможности более древнего возраста этих пород. Уже отмечалось, что "чалбучинская свита" в основной части своего разреза принадлежит лейасу. Ниже будет показано, что устькарская свита в значительной мере (если не полностью) представлена верхнеюрскими образованиями. В таком случае достаточно вероятным является вывод о принадлежности вулканогенной толщи и верхней части доггера - нижней части мальма.

Развитие в пригазимурской зоне эффузивы среднего состава относятся к верхней юре по аналогии с подобными образованиями соседнего района, где на них с размывом залегают фаунистически охарактеризованные породы нижнего мела (листы N-50-XXXVI и M-50-VI).

Верхний отдел юрской системы - нижний отдел меловой системы

Устькарская свита не расчленена на $(J_3-Cr_1 \text{ и } K)$. Эффузивно-осадочные образования устькарской свиты установлены в двух депрессиях - Усть-Карской и Кумской, расположенных в северной и центральной частях пришилкинской зоны.

Усть-Карская депрессия. В пределах описываемой территории расположена юго-западная часть этой крупной депрессии, вытянутая вдоль долины р.Шилки от с.Шилкинский Завод до северной границы района. Протяженность депрессии в этой части около 12 км, ширина ее меняется от 5 до 9 км. По краям депрессии проходят региональные разломы северо-восточного простирания, отделяющие ее от пород палеозойского фундамента.

Депрессия сложена континентальными образованиями устькарской и шилкинской свит. Выходы устькарской свиты приурочены только к западной и, частично, к центральной частям депрессии, тогда как значительные площади в восточной ее части заняты грубообломочны-

ми породами шилкинской свиты, трансгрессивно залегающими на различных горизонтах устькарской свиты.

Фациальный состав устькарской свиты неоднороден. В северо-западном борту депрессии она представлена отложениями грубообломочных пролювиальных фаций, заметно отличными от отложений осевой части депрессий, сложенных комплексом озерно-речных и вулканогенных фаций.

Состав свиты в центральной части депрессии может быть охарактеризован разрезом утеса Полосатик (Ю.П.Писцов, 1960 г.; Мисник, 1958-1961 ф.). Здесь выделяются (снизу вверх):

1. Покров андезито-базальтов^{х/}. Андезито-базальты содержат крупные миндалины (до 20 см в поперечнике), выполненные кальцитом, иногда аметистом. Породы сильно карбонатизированы 15 м

2. На слегка размытой волнистой поверхности покрова залегают темно-серые и черные тонкоплитчатые известковистые алевролиты^{хх/}. Слоистость алевролитов горизонтальная, ориентированная параллельно контактовой поверхности лав. В породах установлены многочисленные виды спор и пыльцы растений . . . 10 "

3. Пачка тонкого переслаивания темно-серых известковистых алевролитов и светло-серых грубозернистых косослоистых песчаников 95-100 "

4. Палево-желтые плотные, иногда пористые, литокристаллокластические туфы андезитовых порфиритов 15 "

5. Покров миндалекаменных сильно карбонатизированных андезитовых порфиритов 10 "

6. Зеленовато-серые гравелиты, переходящие по разрезу в грубозернистые песчаники или мелкогалечные конгломераты. В гальке последних имеются миндалевидные андезитовые порфириты и андезито-базальты 130 "

^{х/} По мнению Ю.П.Писцова, андезито-базальты и андезитовые порфириты (горизонты I, 5, 7) не являются покровами, а принадлежат силлам, внедрившимся в осадочные отложения свиты.

^{хх/} Ю.П.Писцов называет эти породы алевролитистыми известняками, для которых отмечает присутствие первичного карбоната и незначительного количества терригенного материала. По Ю.Ф.Миснику, первичный карбонат в породе играет незначительную роль, и его не следует путать с новообразованиями карбоната.

7. Лавы пузырчатых андезитовых порфиритов, содержащие горизонт лавобрекчий (мощностью до 10 м), сложенных обломками тех же андезитовых порфиритов . . . около 70 м
Общая мощность разреза 350 м.

Иной разрез свиты изучен на юго-западном крае депрессии, расположенном на левом берегу р.Шилки, южнее устья р.Богача (гора Точильная). По данным И.И.Муратовой (1950), Ю.Ф.Мисника (1957, 1961) и Ю.П.Писцова (1960), здесь выделяются (снизу вверх):

1. Светло-серые и красновато-бурые грубозернистые косослоистые песчаники, содержащие гравий и хорошо окатанную гальку до 5 см в диаметре.

2. Крупногалечные плохо отсортированные конгломераты 20 м

3. Палево-желтые крупнозернистые песчаники с прослоями табачно-желтых туфов, замещающиеся по простирацию мелкогалечными конгломератами . . . 50 "
Мощность видимой части разреза 90 м.

Кумская депрессия расположена в бассейне р.Кумы, правого притока р.Шилки, непосредственно к югу от Усть-Карской депрессии. В отличие от последней она имеет незначительные размеры (около 100 км²) и в плане характеризуется изометричными очертаниями, придающими ей форму чашеобразной котловины. Почти со всех сторон депрессия обрамлена линиями разломов, и только ее северная граница, проходящая по "закрытому" водоразделу рек Кумы и Чалбучи, имеет условный контур.

Эффузивно-обломочные образования депрессии, по данным Ю.Ф.Мисника (1958), имеют следующий разрез (снизу вверх):

1. Сургучно-красные карбонатизированные, местами аргиллизированные, андезитовые порфириты неопределимой (но, видимо, небольшой) мощности.

2. Разногалечные, преимущественно крупногалечные и валунные, конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу грубозернистыми песчаниками. Мощность пачки ориентировочно определяется в несколько сотен метров.

3. Пестроцветные миндалекаменные андезитовые порфириты и туфобрекчии, мощность около 100 м.

О возрасте устькарской свиты можно судить на основании следующих данных. В верхних горизонтах свиты, выходящих в северо-восточной части Усть-Карской депрессии, по р.Дужанке (лист N-50-XXIX), Ю.П.Писцовым (1960) были обнаружены многочисленные остатки филопод, среди которых С.С.Красинец определил *Nestoriel-*

la krasinetzi Nov и описал новые виды *Defretinia* (*Argunestheria*) *schilkaensis* Krasinetz, D. (A.) *tchitalinae* Krasinetz, D. (*Dahurestheria*) *emargiantica* Krasinetz, *Nestoriella* *pissovi* Krasinetz, *N. caraica* Krasinetz. По экспертному заключению Н.И.Новожилова, видовой состав этой фауны позволяет сопоставить устькарскую свиту с нижним горизонтом аргунской свиты Забайкалья и некоторыми формациями нижнемеловых отложений Китая, Монголии и Кореи. В 1961 г. вблизи пос. Усть-Кара, расположенного южнее первого местонахождения фауны, в тех же верхних слоях свиты С.Г.Мирчиник собрала новую коллекцию филопод. В.С.Заспелова определила в ней виды *Pseudestheria discoidalis* Nov. *Ps.cf.forbesi* (Jones), характерные, по данным Н.И.Новожилова, для верхнеюрских отложений Анда-Худука (Монголия). Фауна повторного сбора из этого местонахождения (Мисник, 1961 ф) изучалась Н.И.Новожиловым, определившим в ней виды, которые ранее были установлены в коллекции с р. Лужанки.

Для увязки видимых расхождений в мнениях палеонтологов по вопросу о возрасте устькарской свиты представляется необходимым обратиться к известным в настоящее время биостратиграфическим схемам. По схеме Н.И.Новожилова, в континентальных отложениях Восточного Забайкалья горизонт с филоподами *Nestoriella* sp. и *Defretinia* sp. залегает стратиграфически ниже горизонта с родовыми формами *Pseudestheria* sp., *Pseudograptia* sp. и *Liograptia* sp. Между тем последние три рода, по данным Н.И.Новожилова, являются руководящими для отложений Анда-Худука (Монголия), возраст которых по комплексу фауны и флоры уверенно определяется как верхнеюрский (Н.И.Новожилов, 1954 г.). Таким образом, опираясь на надежный биостратиграфический эталон в Монголии, можно считать, что родовой состав фауны конхострак из обоих местонахождений устькарской свиты указывает на ее позднеюрский возраст. С этим выводом согласуются и данные палинологического изучения свиты, полученные Л.А.Портнягиной в период 1961–1962 гг. В алевролитах из нижних и верхних горизонтов свиты ею установлены следующие формы спор и пыльцы: *Lycopodium* aff. *unfulatum*, L. sp., *Selaginella sanguinolentiformis* Sachaniva, *Osmunda* sp., *Osmundites plicatus* Bolkh., *Picksonia arborescens* d. Herit., *Cibotium* sp., *Trachytriletes subtilis* Bolch., *T. crassus* Bolch., *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch., *Cycas glabra* Bolch., *Bennettites medius* Bolch., *Podozamites conatus* Bolch., *P. clavatus* Bolch., *Araucariaceae* sp., *Pagiophyllum connivens* Kend., *Podocarpus tricossa* (Mal.) Bolch., P. sp., *Protopicea accepta* Bolch., *Pseudopicea* sp., *Picea* sp., *P. singulara* Ravn., *Pinus* sp., *Brachyphyllum* sp., *Juglandaceae* sp.

По заключению Л.А.Портнягиной, особенно родового и видового состава комплекса спор и пыльцы позволяют считать его верхнеюрским, донижнемеловым.

Учитывая приведенные выше данные, следует видимо датировать устькарскую свиту как позднеюрскую. Однако, беря во внимание известную спорность в имеющихся палеонтологических определениях, а также допуская вероятность отнесения самых верхов свиты к нижнему мелу, для нее принимаем возрастной индекс J_3 -Ст₁⁴⁶

Возраст эффузивно-осадочных образований Кумской депрессии определяется по данным палинологического анализа. Комплекс спор и пыльцы, выделенной из песчаников р. Кума, по данным Г.А.Орловой-Турчиной, во многом сходен с комплексом микроспор устькарской свиты, что позволяет рассматривать эти две толщи в качестве возрастных аналогов.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Шилкинская свита (Ст₁⁵⁶). Свита занимает значительные площади в восточной части Усть-Карской депрессии, трансгрессивно залегая на размытой поверхности пород устькарской свиты. В разрезе шилкинской свиты, по данным Ю.П.Писцова (1960), условно выделяются две толщи: нижняя, сложенная крупногалечными и валунными конгломератами с хорошо отсортированным обломочным материалом, и, верхняя, представленная фангломератами и глыбовыми брекчиями с крупными окатанными валунами и глыбами, крайне слабо отсортированными. Обе толщи связаны постепенными переходами. Мощность всей свиты в пределах района условно определяется в 200–300 м.

Отнесение шилкинской свиты к нижнему мелу обосновывается ее более высоким стратиграфическим положением в сравнении с устькарской свитой (J_3 -Ст₁). Вместе с тем, не вызывает сомнений близость этих отложений с подобными грубообломочными породами Нерчинской и Делюнской депрессий, где они в нескольких пунктах охарактеризованы фауной пресноводных палеципод раннемелового возраста (листы N-50-XXXIV и M-50-III).

Нижний отдел нерасчлененный (Ст₁)

По обоим берегам р. Газимур, возле с. Закаменного, установлено несколько незначительных полей, сложенных эффузивно-осадочны-

ми породами, с размывом залегающими на верхнеюрских вулканогенных образованиях или на мраморизованных известняках и доломитах быстринской свиты. Разрез этой толщи, составленный по левому берегу р. Газимур (Мисник, 1958 ф), следующий (снизу вверх):

1. Крупногалечные конгломераты с плохо отсортированной полуокатанной или угловатой галькой, в изобилии содержащей обломки андезитовых порфиров около 100 м

2. Светло-серые, почти белесые, кварцевые порфиры и их туфы в подчиненных количествах . . . около 150-200 "

Иногда конгломераты в основании толщи отсутствуют и разрез начинается сразу с покрова кварцевых порфиров.

Возраст эффузивно-осадочной толщи определяется по аналогии с подобными образованиями по среднему течению р. Урюмкан, которые также трансгрессивно залегают на лавах и туфах среднего состава и содержат раннемеловую фауну филлопод (лист М-50-VI).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Верхний - современный отделы нерасчлененные (Q_{III-IV})

Древние аллювиальные отложения слагают верхние части (покрышки) высоких террас р. Шилки и ее крупных притоков - рек Боты и Чачи, а также целиком выполняют аккумулятивные террасы этих рек. Отложения представлены рыхлыми разнородными песками с большим количеством мелкой хорошо окатанной гальки и отдельными полуокатанными валунами; встречаются в песках маломощные слои серых глин. Мощность песков колеблется от 5 до 16 м. Возраст отложений принят условно.

Современный отдел (Q_{IV})

Современные отложения многочисленных рек и горных (временных) потоков района выполняют низкие аккумулятивные террасы (2-3 м высотой), поймы долин, острова и косы. Они состоят из песков, галечников с валунами, из глинисто-илистого материала. В поймах эти отложения, как правило, перекрываются торфяно-глинистыми образованиями болот.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Широко распространенные на территории района интрузивные образования расчленяются на следующие возрастные группы: позднепротерозойскую, среднепалеозойскую, каменноугольную, триасовую и юрскую.

П о з д н е п р о т е р о з о й с к и е и н т р у з и и

Породы этой интрузии занимают относительно небольшую площадь в северо-западной части района, в бассейне правых притоков р. Боринская Чача. Располагаясь к северо-западу от Шилкинского глубинного разлома, они широкой полосой протягиваются на территории соседних районов, образуя в целом краевое юго-восточное обрамление области позднепротерозойской складчатости хр. Станового. В составе интрузии присутствуют породы двух фаз.

Гранодиориты, а также граниты (γ_2) роговообманково-биотитовые, чаше всего гнейсовидные (γ_2 Pt₂). Породы, принадлежащие ранней фазе позднепротерозойской интрузии, образуют несколько небольших массивов в бассейне рек Иликан, Картыкенчик и Инегири, где они прорываются крупнозернистыми биотитовыми гранитами более молодой фазы. С последними они нередко имеют инъекционные взаимоотношения, выражающиеся в своеобразном "переслаивании" пластовых тел гранитов и диоритов (либо гранодиоритов), контактовые поверхности которых ориентированы параллельно плоскостям гнейсирования пород. Такое "переслаивание" особенно часто проявляется в широкой (до нескольких километров) зоне Шилкинского глубинного разлома, где отмечается и наиболее полная перекристаллизация интрузивных пород до состояния гнейсов. В непосредственной близости к разлому диориты (так же как и прорывающие их граниты) подвержены действию сильного дислокационного метаморфизма, благодаря которому превращены в плотные милониты с "глазковой" текстурой.

Гранодиориты и диориты связаны между собой постепенными фациальными переходами. В центральных частях массивов, где метаморфизующее воздействие разломов, входящих в систему Шилкинского тектонического шва, проявляется слабее, эти породы характеризуются массивной (обычно все же слегка гнейсовидной) текстурой и крупнозернистым сложением. Структура их гилпидиоморфнозернистая,

переходящая в гранитовую и blastsгранитовую, в перекристаллизованных породах она становится гранобластовой. Соотношение в породах основных минералов меняется; диориты отличаются от гранодиоритов отсутствием кварца и калишпата и большей основностью плагиоклаза.

Граниты биотитовые, крупнозернистые, порфировидные, часто гнейсовидные ($\gamma_3 \text{ Pt}_2$). Эти породы, имеющие активные взаимоотношения с охарактеризованными выше диоритами и гранодиоритами, относятся к образованиям более молодой фазы позднепротерозойской интрузии. Будучи территориально и структурно тесно связаны с породами ранней фазы, они несут те же признаки воздействия регионального и дислокационного метаморфизма.

Наиболее распространены светло-серые крупнозернистые биотитовые граниты неравнозернистого сложения, в основной массе которых присутствуют мелкие порфировые выделения таблитчатой формы размером 0,5-1,5 см в длину, представленные плагиоклазом (олигоклаз № 25-28), реже калишпатом. Менее обычно розовато-серые роговообманково-биотитовые порфировидные граниты с таблитчатыми вкраплениями ортоклаза, достигающими 2 - 2,5 см по длинной оси (низовья р. Иликан). Встречаются крупнозернистые биотитовые граниты равномернозернистого строения, связанные с первыми двумя разновидностями фациальными переходами.

Возрастное положение охарактеризованной группы интрузий определяется следующим. Изучение обломочного материала конгломератов чачинской свиты показывает, что в составе гальки основную роль играют граниты и диориты, идентичные породам, расположенным к северо-западу от Шилкинского разлома. Этот факт указывает, что возраст "северо-западных" интрузий является досреднепалеозойским. Вместе с тем, данные, полученные в соседних районах (лист N-50-XXIV, N-50-XXXIV), убеждают в том, что гнейсированные гранитоиды, широко развитые к северо-западу от Шилкинского глубинного разлома, структурно тесно связаны с комплексом глубокометаморфизованных образований, в составе которого присутствуют первичноосадочные породы и породы, возникшие благодаря палингенезу или метасоматическому преобразованию интрузий. Возраст метаморфического комплекса в настоящее время рассматривается как протерозойский. Такой же возраст, очевидно, имеют и гнейсированные гранитоиды, связанные с последним единым структурным планом. В соответствии с принятой серийной легендой эти гранитоиды датируются как позднепротерозойские.

Среднепалеозойские интрузии

К этим интрузиям относятся серпентинизированные перидотиты ($\sigma \text{ Pt}_2$), известные в западной части района в полосе развития метаморфических образований кулиндинской свиты. Они слагают сравнительно крупную пластообразную залежь (длиною II км) и ряд более мелких линейно вытянутых линзовидных тел длиной в 3-4 км. Простираение этих тел северо-восточное, совпадающее с простираением структур кулиндинской свиты; при этом контактовые поверхности интрузивных тел ориентированы параллельно плоскости расщепления метаморфических пород.

Серпентинизированные перидотиты представлены мелкозернистыми темно-серыми, почти черными, породами с массивной текстурой. Под микроскопом они характеризуются петельчатым строением переплетающихся между собой полос серпентина, между которыми располагаются ксенобласты пироксена и амфибола с идиобластовыми включениями оливина. Серпентин слагает основную массу породы и представлен волокнистым и листоватым антигоритом, развивающимся по оливину и тремолиту; реже встречается хризотил, замещающий пироксен. Биотит в мелких чешуйках встречается редко и обычно замещается хлоритом и рудным минералом.

Среднепалеозойский возраст серпентинизированных перидотитов доказывается их тесной структурной связью с метаморфическими образованиями кулиндинской свиты ($S?hl$).

Каменноугольные интрузии

Породы этой группы являются наиболее распространенными интрузивными образованиями района. Ими сложены преимущественно крупные гранитоидные массивы, в составе которых присутствуют породы нескольких фаз. Схема расчленения их следующая (от ранней фазы к поздней): 1) порфировидные и равномернозернистые биотитовые и биотитово-роговообманковые диориты (δ_1), реже граниты (γ_1); 2) порфировидные биотитово-роговообманковые и биотитовые граниты, реже гранодиориты (γ_2); 3) биотитовые граниты (γ_3); 4) средние- и мелкозернистые лейкократовые граниты (γ_4).

Породы первой фазы представлены синорогенными интрузиями, слагающими конкордантные массивы, согласные со структурным планом метаморфических образований кулиндинской свиты. Породы

сильно метаморфизованы и на значительных площадях полностью или частично перекристаллизованы, что очевидно связано с большой тектонической подвижностью зоны Шилкинского глубинного разлома, к которой эти интрузии приурочены. Породы следующих трех фаз относятся к позднеорогенным интрузиям, слагающим крупные, мелкие штоки и дайковые тела. Породы этих интрузий отличаются большим фациальным разнообразием, широкими вариациями структурных и текстурных признаков.

Порфировидные и равномерно зернистые биотитовые и биотит-роговообманковые диориты ($\delta_1^1 C$), реже граниты (γ_1). Эти породы слагают крупные массивы в пришилкинской и пригазิมурской зонах. Наиболее широко они представлены в пришилкинской зоне, где образуют сложный по составу и строению массив, протягивающийся в северо-восточном направлении в бассейне левых и правых притоков р. Шилки. По своей внутренней структуре и характеру взаимоотношений с вмещающими его палеозойскими метаморфическими толщами массив конкордантен; его пространственное положение и форма целиком определяются ведущими структурными элементами пришилкинской тектонической зоны — разрывными нарушениями, входящими в систему Шилкинского и Борщевочного региональных разломов. Этим объясняется, что в западной части зоны простирание массива северо-восточное, в центральной части — меняется до субширотного и даже северо-западного, а в северной части района вновь становится северо-восточным, близким к меридиональному. По этой же причине резко меняется ширина массива; от 20–30 км — в западной и центральной частях зоны, до 2–4 км — в северной ее части. Как отмечалось, гранитоиды массива характеризуются сложными инъекционными контактами с метаморфическими сланцами кулиндинской свиты. Подобные взаимоотношения имеют они и с нижнепалеозойскими сланцево-карбонатными отложениями.

Состав массива крайне неоднородный. Западная его часть сложена преимущественно гранитами и гранодиоритами с характерной порфиробластовой структурой и очковой текстурой. Порфиробласты, представленные калишпатом, реже плагиоклазом, имеют удлиненную линзовидную форму и обтекаются тонкими прослоями из мелкочешуйчатого биотита, зерен кварца и плагиоклаза. Структура основной массы этих пород меняется от гранитовой до бластогранитовой и даже гранобластовой. В составе основной массы присутствуют: зональный плагиоклаз (основной олигоклаз № 28–30), калишпат,

кварц и хлоритизированный биотит. В направлении на северо-восток граниты постепенно исчезают и их место занимают диориты и гранодиориты, основная часть которых представлена разгнейсованными полосчатыми разностями; массивные породы здесь более редки.

Главную роль среди этих образований играют биотит-роговообманковые диориты с гилидиоморфнозернистой или бластогилидиоморфнозернистой структурами; нередко они полностью перекристаллизованы и превращены в роговообманковые диорито-гнейсы. В эндоконтактовых зонах массива установлены инъекционные диорито-гнейсы, импрегнированные аплитовидным гранитом, образующим вдоль плоскостей разгнейсования прожилки до 1 см мощности. Порфировидные разности диоритов с вкрапленниками плагиоклаза до 0,5–1,0 см установлены в юго-западной части массива в верхнем течении р. Ералга.

В пригазимурской зоне массив, сложенный гнейсовидными гранитами, известен на правом берегу р. Газимур, в бассейне р. Гарджигуй.

Порфировидные биотит-роговообманковые и биотитовые граниты, реже гранодиориты ($\gamma_2 C$) относятся к наиболее распространенным интрузивным образованиям на территории листа, слагающим огромный по площади (свыше 1700 км²) и сложный по строению массив на территории междуречья Шилки и Газимура. В тектоническом отношении основная часть массива расположена в пределах борщевочной антиклинальной зоны, и здесь его внутренняя структура согласуется с простиранием крупного разлома, отделяющего зону от пришилкинской синклинали. На этом участке массив является конкордантным, простирание его в северной части субмеридиональное, близкое к северо-восточному, а в южной — становится субширотным.

Порфировидные граниты в этой части массива прорваны многочисленными телами и относительно крупными штоками биотитовых и лейкократовых гранитов более поздних фаз интрузии, причем простирание этих рвущих тел соответствует первичной структуре массива. В контакте с ними порфировидные граниты обильно инъецированы пластовыми телами лейкократовых и биотитовых гранитов по типу "слоеного пирога". Между тем в своей юго-западной части массив приобретает северо-западное простирание и далеко заходит на территорию пришилкинской зоны, где имеет дискордантные взаимоотношения с массивом разгнейсованных гранитов и диоритов ранней фазы интрузии.

Состав массива неоднороден. Главная масса его сложена рого-

вообманково-биотитовыми гранитами и гранодиоритами с характерной гигантопорфировидной структурой. Последняя обусловлена присутствием в крупнозернистой основной массе таблитчатых вкрапленников калишпата (3-8 см, максимально 16 см длиной), зонального плагиоклаза (олигоклаз № 20-25) размером до 1 - 1,5 см в длину и шестовой роговой обманки (до 3-4 см по длинной оси).

Основная масса пород характеризуется гипидиоморфнозернистой структурой и следующим составом. Плагиоклаз (30-40% к объему основной массы) представлен олигоклазом-андезином (№ 20-32), часто сдвойникованным по манебахскому, альбитовому или переклиновому законам. Калишпат (15-20%) обычно представлен анортоклазом ($2V = -68-74^\circ$), ($N_m I (001)$ равен $4-10^\circ$), значительно реже микроклином с высоким углом оптических осей ($2V = -80-84^\circ$). Кварц (20-30%) образует ксеноморфные, идиоморфные зерна размером от 0,4 до 1,3 мм. Биотит (6-10%) имеет темно-бурю с зеленоватым оттенком окраску и характеризуется устойчивым содержанием железистого компонента 49 - 57%; $N_m = 1,644-1,654$). Роговая обманка (до 10%) окрашена в ярко-зеленые цвета; содержание железистого компонента в ней равно 45-46% ($N_g = 1,678-1,680$; $N_r = 1,657-1,661$). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом и цирконом, соотносительные количества которых зависят от положения пород в массиве; в эндоконтактовых зонах явно преобладает сфено-apatитовая минеральная ассоциация, во внутренних зонах основная роль принадлежит апатиту и циркону.

Фациальной разновидностью этих пород являются гигантопорфировидные биотитовые граниты, слагающие юго-восточную часть массива (верховья рек Боты, Тутума, Сивачи). В отличие от гранитов описанного типа эти породы характеризуются почти полным отсутствием роговой обманки, встречающейся лишь в качестве акцессорного минерала. По направлению к центральной части массива (водораздел рек Боты-Сокуй) биотитовые граниты утрачивают гигантопорфировидную структуру и переходят в породы с неравномернозернистой или слабопорфировидной структурами, отличительным признаком которых является наличие мелких вкрапленников калишпата и плагиоклаза, размером от 1 до 5 мм, реже до 1 - 1,5 см в длину. Подобные неравномернозернистые биотитовые граниты известны в бассейне среднего течения р. Чачи, где слагают относительно небольшие по площади массивы и штоки в зоне глубинного разлома.

Мелкозернистые, реже среднезернистые, биотитовые граниты ($\gamma_3 C$) слагают крупный массив площадью свыше 400 км², приуроченный к центральной части массива гигантопорфировидных роговообманково-биотитовых и биотитовых гранитов

(бассейн правых притоков р. Боты - рек Ушумун, Чалбучи, Бушули). В зоне контакта этих массивов устанавливается сложное "переслаивание" из пологопадающих пластообразных тел биотитовых и лейкократовых гранитов, ориентированных вдоль трахитоидности порфировидных гранитов. Подобные пологопадающие дайки биотитовых гранитов известны не только в зоне контакта, но и на всей площади массива порфировидных гранитов. Вне последнего биотитовые граниты установлены на левобережье р. Шилки, в бассейне нижнего течения р. Чачи, где образуют относительно крупный шток, дискордантный по отношению к массиву разгнейсованных гранитов и диоритов.

Биотитовые граниты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой и следующим составом: кварц - 30%, плагиоклаз (олигоклаз № 23-29 - 33%) калишпат - 30%; биотит - 7%. Величина зерен колеблется от 0,3 до 0,8 мм, иногда достигая 1,3 мм. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном. В отдельных участках (среднее течение р. Боты) биотитовые граниты содержат большое количество разгнейсованных диоритов и диоритогнейсов, залегающих в виде тел неправильной формы с расплывчатыми контурами. В контакте с ними граниты несут явные черты гибридности, проявляемые в повышенной меланократовости состава породы (содержание биотита достигает 30-40%, плагиоклаз отличается повышенной основностью - андезин № 38-40, количество калишпата заметно убывает).

Средне- и мелкозернистые лейкократовые граниты ($\gamma_4 C$) слагают два небольших массива (один в бассейне р. Боты, другой - на левобережье р. Шилки, по ручью Мангадайскому) и большое количество мелких штоков и дайковых тел. Со всеми охарактеризованными выше интрузивными породами они имеют четкие рвущие (секущие и согласные) контакты, что позволяет относить их к образованиям заключительной фазы интрузии.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, нередко аллотриоморфнозернистая. Состав следующий: кварц - 35%, калишпат - 29%, плагиоклаз (олигоклаз № 20-25) - 33%, биотит - до 2%. Последний отличается высоким содержанием железистого компонента (74%). Из акцессорных минералов резко преобладает апатит; ему подчинен циркон, характеризующийся длиннопризматическим габитусом ($l:b = 1:3$). В большом количестве (до 5%) встречаются крупные тетрагонтриоктаэдрические кристаллы буровато-красного граната, близкого к спессартину ($\alpha_{II,569}$).

Оксиды	Номера						
	225	26	1178	660	786	105	804 I
SiO ₂	68,40	70,50	36,00	69,96	70,10	70,10	74,60
TiO ₂	0,39	0,38	0,38	0,29	0,28	0,56	Сл.
Al ₂ O ₃	16,09	11,93	14,00	15,08	16,47	16,61	13,61
Fe ₂ O ₃	0,30	0,62	0,86	0,63	0,97	0,32	1,33
FeO	1,46	2,58	2,66	1,76	0,58	2,03	0,26
MnO	0,05	0,37	0,44	0,04	0,10	0,08	Сл.
MgO	1,35	2,73	2,67	1,77	0,78	0,83	0,51
CaO	2,39	3,40	3,80	2,39	2,22	3,20	1,88
Na ₂ O	3,90	2,98	2,83	3,57	3,53	3,03	3,59
K ₂ O	4,44	3,62	4,71	3,33	4,25	3,32	4,78
H ₂ O ⁻	-	0,18	0,40	-	0,06	0,05	-
H ₂ O ⁺	0,20	1,50	1,20	0,66	0,80	0,30	0,20
P ₂ O ₅	0,15	-	-	0,14	-	-	-
п.п.п.	0,56	-	-	0,26	-	-	-
Сумма	99,68	100,79	99,95	99,88	100,14	100,43	100,76
Числовые характеристики							
a	14,9	11,9	13,7	12,4	13,4	11,1	14,3
c	2,8	2,5	2,2	2,9	2,6	3,8	1,6
b	4,6	9,0	10,8	6,7	5,6	6,6	2,8
s	77,7	76,6	73,3	78,0	78,4	78,5	81,3
a'	14,9	-	-	23,1	51,7	46,4	-
c'	-	16,6	20,6	-	-	-	20,9
m'	49,3	48,1	44,8	44,4	23,6	20,3	27,9
r'	35,8	35,3	34,6	32,5	24,7	33,3	51,2
n	57,2	55,4	43,00	62,30	55,4	57,8	58,2
t	0,43	0,34	0,45	0,34	0,34	0,59	-
	6,00	6,90	6,10	7,90	14,1	4,0	41,86
Q	22,70	26,70	17,0	28,30	27,4	31,0	32,4
a:c	5,32	5,16	6,23	4,21	5,15	2,92	8,94

Каменноугольные интрузивы: обр. 225 - порфироспери; обр. 1178 - порфировидный гранодиорит, р.Джержонь; обр. 660 - порфироспери; обр. 105 - порфировидный гранит, р.Чача; обр. 804 I - порфироспери; обр. 1528 - порфировидный гранодиорит, р.Кулумун; обр. X-34 - порфироспери; обр. 6245 - лейкократовый гранит, гора Поло; обр. 1162 - гранодиорит-порфир, р.Джержонь; обр. 1288 - гранодиорит-порфир, р.Джержонь; обр. 7 - диоритовый порфирит, р.Кара, Дмитриевский присек.

Все химические анализы выполнены в лаборатории Львовского Государственно (1956-1960).

образцов								
1528	X-34	13	6245	21	1162	1288	563	7
69,30	65,28	69,60	72,80	74,00	67,70	63,00	60,80	60,08
0,40	0,31	0,24	0,20	Сл.	0,60	0,28	0,60	1,04
14,16	16,48	17,97	15,71	17,08	16,38	16,69	19,05	14,98
1,46	1,28	2,13	0,79	0,42	1,29	3,46	2,75	2,55
2,18	2,63	0,52	0,45	0,52	2,33	1,01	0,14	2,73
0,10	0,04	0,02	-	Сл.	0,10	0,06	0,14	0,06
2,04	2,87	0,37	0,69	0,52	1,62	2,42	2,80	3,76
3,00	3,36	1,00	0,68	0,80	2,30	3,80	3,70	3,64
3,36	3,69	2,10	3,56	2,59	3,78	3,31	3,80	5,23
3,63	2,72	4,42	4,82	4,06	3,77	3,80	3,34	4,18
0,05	0,20	-	-	-	0,06	0,10	0,10	0,52
0,30	0,52	-	0,60	-	0,90	2,95	3,06	-
-	0,11	-	-	-	-	-	-	-
-	-	1,30	-	0,12	-	-	-	1,58
99,98	99,49	99,67	100,30	100,11	100,83	100,88	100,28	100,35
по А.Н.Заварицкому								
12,4	12,0	10,4	13,0	8,9	13,6	13,0	13,4	17,0
3,0	4,0	1,2	0,7	0,9	2,1	4,7	4,6	1,2
7,3	10,2	12,9	6,5	12,2	8,6	8,7	10,6	14,3
77,3	73,8	75,5	79,8	78,0	75,7	73,6	71,4	67,5
-	17,3	78,4	66,8	87,0	80,0	4,8	31,3	-
7,3	-	-	-	-	-	-	-	21,0
46,8	48,1	5,0	16,6	6,3	31,5	47,9	45,2	43,0
45,9	34,6	16,6	16,6	6,7	38,5	47,3	23,5	36,0
59,0	67,4	20,9	52,7	30,0	60,4	56,8	62,0	65,0
0,43	0,37	0,3	0,49	-	0,70	0,38	0,78	1,2
16,5	10,6	13,1	9,80	3,6	12,7	35,7	22,2	14,6
26,7	19,5	29,0	32,0	37,3	22,1	16,3	11,4	0,9
4,00	3,00	8,66	16,37	9,88	6,48	2,77	2,91	14,17

видный гранодиорит; р.Даван; обр. 26 - порфировидный гранит, верховья р.Ала-видный гранит, р.Шилка близ с.Фирсово; обр. 786 - порфировидный гранит, лейкократовый гранит, р.Ушумун (приток р.Боты). Т р и а с о в ы е и н т р у - видный гранит, р.Халанья (приток р.Чачи); обр. 13 - порфировидный гранит, гая; обр. 21 - лейкократовый гранит, р.Кумьканда. В е р х н е в р с к и е н и т - п о р ф и р , р.Газимур (левый берег); обр. 563 - гранит-порфир, р.Тиган (левый

го университета аналитиком А.С.Сивковой по образцам из коллекций Ю.Ф.Мисника

Жильная серия каменноугольной интрузии представлена аплитами (ϵ) и пегматитами ($\bar{p}$), развитыми главным образом в пределах массивов и штоков биотитовых и лейкократовых гранитов.

Химическими анализами охарактеризованы породы двух фаз интрузии: порфировидные роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты и гранодиориты — шесть анализов и лейкократовые граниты — один анализ (табл. I). Для пород первой фазы характерно присутствие разностей, пересыщенных глиноземом, а также образований нормального ряда (без избытка Al_2O_3). По отношению параметров $a:c$ можно судить о значительном преобладании в породах этой фазы щелочных алюмосиликатов над известковыми, а по значению параметра — примерно о равном соотношении K и Na среди щелочных металлов в алюмосиликатах. В фемической части пород магния преобладает над железом ($m:f' = 1,4$). Лейкократовые граниты относятся к породам пересыщенным глиноземом, избыток которого (s') входит в состав слюд. Натрий и калий в них присутствует примерно в равных количествах. Среди темноцветных компонентов несколько большую роль играет железо ($f':m' = 1,2$).

Возраст описанной группы интрузий определяется следующим. Отмечалось, что породы ранней фазы прорывают метаморфические образования кулиндинской свиты. Эти же породы, а также граниты более поздних фаз интрузии на территории соседних районов (листы М-50-IV и М-50-V) имеют активные взаимоотношения с фаунистически охарактеризованными отложениями девона (окрестности пос. Газимурский завод) и нижнего карбона (верхнее течение р. Унда), поэтому нижняя возрастная граница прорывающих их интрузий должна быть проведена в нижнем карбоне. Вместе с тем установлено, что в гальке конгломератов "ералгинской свиты" (J_{1-2}) в большом количестве присутствуют обломки гнейсовидных гранитов (первая фаза) и порфировидных роговообманково-биотитовых гранитов (вторая фаза). Налегание морских отложений нижней юры на гранитоиды различных фаз этой интрузии известно в ряде пунктов соседнего района (лист М-50-IV). Эти факты служат надежным доказательством доюрского возраста рассматриваемых пород. В то же время ряд особенностей минералогического-петрохимических признаков этих образований отличает их от пород триасовой интрузии (см. ниже). Принимая это во внимание, возраст описываемой интрузии с известной долей условности может считаться каменноугольным.

Т р и а с о в ы е и н т р у з и и

По занимаемой площади породы этой интрузии значительно уступают каменноугольным образованиям, слагая сравнительно небольшие массивы и мелкие штоки, непосредственно приуроченные к зонам крупных региональных разломов.

В составе интрузии выделяются: 1) диориты и кварцевые диориты ($\delta_2 T?$); 2) порфировидные роговообманково-биотитовые и биотитовые гранодиориты, реже граниты ($\gamma \delta_3 T?$); 3) лейкократовые и биотитовые граниты ($\gamma_4 T?$).

Роговообманково-биотитовые диориты и кварцевые диориты ($\delta_2 T?$) слагают шток (площадь около 8 км^2) на водоразделе рек Чичикан и Утыча, а также небольшое штокообразное тело в междуречье Джеронь и Боты. Характерно, что породы меньшего штока, залегающие в зоне регионального разлома среди милонитизированных гранитов каменноугольной интрузии, почти не затронуты динамометаморфическими преобразованиями.

Оба штока сложены зеленовато-серыми среднезернистыми мела-нократовыми породами с типидиоморфнозернистой структурой.

Основными породообразующими минералами в них являются плагиоклаз (андезин № 35-38) и ярко-зеленая роговая обманка, содержание которой доходит до 50%. Плагиоклаз представлен правильными таблицами (2-3 мм) или ксеноморфными зернами; роговая обманка присутствует в призматических кристаллах ($2V = 54^\circ$, $cNg = 16-17^\circ$). С последней нередко ассоциирует биотит и замещающий его хлорит. Содержание обычно составляет 2-3%, но иногда (в кварцевых диоритах) поднимается до 7-10%. Акцессорные минералы представлены призматическими зернами апатита и циркона (0,1-0,4 мм), реже ксеноморфными зернами сфена.

Порфировидные роговообманково-биотитовые и биотитовые гранодиориты, реже граниты ($\gamma \delta_3 T?$). Этими породами сложен массив, расположенный в северо-западной части района, в зоне Шилкинского глубинного разлома (Кара-Чачинский массив). В пределах описываемой территории площадь его достигает 160 км^2 (северо-восточное окончание массива расположено на листе М-50-XXIX). Помимо массива, к этой же зоне разлома приурочено еще несколько штоков, представленных порфировидными или неравнозернистыми гранодиоритами.

Основная часть Кара-Чачинского массива сложена порфировид-

ными гранодиоритами, которые лишь в центральных частях массива фациально замещаются порфировидными гранитами. Порфировидная структура пород резко появляется в восточной части массива (вкрапленники калишпата здесь достигают 10 см в длину при ширине 2-5 см) и слабее выражена в его центральных и западных частях, где преобладают вкрапленники плагиоклаза (№ 30-32) размером 1,5-2 см и реже встречаются крупные выделения калишпата (до 4-5 см).

Основная масса пород имеет крупнозернистую гипидиоморфно-зернистую структуру с размером зерен 0,5-5 мм, либо (в краевых порфировых фациях) мелкозернистую (0,05-0,1 мм) гранулитовую. Количественные соотношения основных породообразующих минералов в гранодиоритах следующие: кварц - 17-20% в гранитах центральных частей массива 25-30%, плагиоклаз - 30-40%, калишпат - 20-30%, биотит и роговая обманка - 17-18% (в направлении к центру количество роговой обманки уменьшается). Плагиоклаз (кислый андезин № 30-33, в краевых фациях - основной андезин № 38-42) образует идиоморфные таблицы размером от 0,1 до 0,5 см. Обычно он имеет зональное строение и полисинтетические двойники. Калишпат встречается в ксеноморфных зернах (до 2 мм) и по составу приближается к микроклин-анортклазам с большими углами оптических осей ($2V = -78-86^\circ$, $\angle I(001) Nm = 12-13^\circ$). Биотит представлен красновато-бурыми слабо хлоритизированными чешуйками размером 0,3 - 1,3 мм. Содержание железистого компонента в нем 40-49% ($Nm = 1,635-1,645$).

Роговая обманка образует бледно-зеленые шестоватые зерна, часто замещенные биотитом и хлоритом. Железистость ее колеблется от 35 до 46%, чаще в пределах 38-42% ($Ng = 1,669-1,674$). Из аксессуарных минералов чаще других встречается апатит, ему несколько уступает циркон и лишь в небольших количествах представлен сфен (содержания последнего возрастают в краевых частях массива).

Граниты и гранодиориты, слагающие штоки в пришилкинской и пригазимурской зонах, по составу очень близки к породам массива и отличаются менее четкой порфировидной структурой (порфировые вкрапленники в них обычно не превышают 1,5-2 см в длину). Порфировидные граниты Чалбучинского штока, расположенного в 5 км восточнее массива, по основным минералогическим петрографическим признакам идентичны гранитам массива, отличаясь от них сильными метасоматическими изменениями, проявившимися в повсеместной турмалинизации.

Лейкократовые и биотитовые граниты ($\gamma_4 T?$) слагают крупный массив площадью около 250 км² в бассейне рек Ералга и Чичикан (Пологинский массив) и ряд мелких штоков в верхнем течении р. Джеронь. Граниты, образующие южную эндоконтактовую кайму Пологинского массива, попадают в зону Борщевочного регионального разлома, где в отличие от гранитов каменноугольной интрузии, превращенных в милониты, не несут следов динамометаморфических преобразований. В 4 км западнее границы района (лист N-50-XXXIV) граниты Пологинского массива прорываются порфировидными гранитами Удирингинского массива (γ_{J2a}).

Граниты характеризуются светло-серой окраской и среднезернистой реже мелкозернистой, гипидиоморфнозернистой структурой. Состав гранитов (средний) (в %): кварц - 38, калишпат - 40, плагиоклаз - 19, биотит - до 2, мусковит - 1. Граниты центральной части массива приобретают мезократовый состав (до 5-6% биотита). Кварц, часто дымчатый, образует ксеноморфные, иногда зубчатые зерна размером 0,5-1 мм, реже до 2 мм. Калишпат (часто решетчатый микроклин) представлен ксеноморфными, либо таблитчатыми, зернами.

Плагиоклаз (основной олигоклаз № 27-28, реже № 25) образует таблицы и зерна неправильной формы, обычно зональные и полисинтетически сдвойникованные по альбитовому закону. Оранжево-красный биотит содержит 64-69% железистого компонента. Аксессуарные минералы представлены короткопризматическим цирконом (иногда маляконом) и, в значительно меньшем количестве, апатитом; изредка встречаются сфен и рутил. Следовательно, в отличие от лейкократовых гранитов каменноугольной интрузии, описываемые граниты характеризуются резким преобладанием щелочных полевых шпатов над плагиоклазами, большей основностью последних и менее железистым большей основностью последних и менее железистым биотитом.

В эндоконтактовых зонах массива граниты интенсивно грейзенизированы; здесь же широко развиты пегматиты (p), грейзенизированные совместно с гранитами. Кварцевые жилы (q) имеют более ограниченное распространение; некоторые из них располагаются в эндоконтакте массива, другие - в его экзоконтактовой оторочке (верховья р. Чичикан и водораздел последней с р. Джеронь).

Химическими анализами охарактеризованы порфировидные гранодиориты и граниты Кара-Чачинского массива (три анализа) и лейкократовые граниты Пологинского массива (два анализа). Данные анализов помещены в табл. I. Исходя из данных анализов можно

сделать следующие выводы:

1. Среди гранодиоритов и гранитов Кара-Чачинского массива имеются разности, пересыщенные глиноземом ($a' = 17,3$) и породы нормального ряда ($c' = 7,3$). По отношению параметров $a:c$ (3,0; 4,1) можно судить о преобладании щелочных алюмосиликатов над известковыми, что соответствует наблюдаемому в породах преобладанию (за счет большого количества гигантских порфировых вкрапленников) калинатовых полевых шпатов над плагиоклазами. В свою очередь, из щелочных металлов в алюмосиликатах устойчиво преобладает натрий ($n = 59,0; 67,4$). В фемической части пород количество магнезии заметно превышает количество железа.

2. Лейкократовые граниты Пологинского массива относятся к породам, пересыщенным глиноземом ($a' = 66,6; 71,9$), избыток которого входит в состав слюд (биотита и мусковита). Значительное преобладание щелочей над полевошпатовой известью ($a:c = 16,6$) указывает на калиевый состав гранитов. Калий и натрий присутствует либо в равных количествах ($n = 52,8$), либо первый значительно преобладает над вторым ($n = 30$). Среди темноцветных компонентов железо преобладает над магнезией или присутствует с ней в равных количествах.

Определение возраста рассмотренной группы интрузий базируется на следующих данных. Установлено, что порфировидные гранодиориты Кара-Чачинского массива имеют активные взаимоотношения с конгломератами и сланцами чачинской свиты (верховья р. Халань), которые под воздействием интрузии превращены в массивные и полосчатые биотитовые роговики (ореол контактово-измененных пород свиты достигает 2 км в ширину). В эндоконтактной зоне массива отмечаются постепенные структурные изменения пород, проявляемые в переходе гранит-порфировых фаций в фации порфировидных гранитов (Мисник, 1957 ф). Вместе с тем, порфировидные граниты Чалбучинского штока, которые, как отмечалось, по ряду признаков сопоставляются с гранитами Кара-Чачинского массива, на участке нижнего течения р. Чалбучи с размывом покрываются фаунистически охарактеризованными отложениями нижней - средней юры (Мисник, 1957 ф, 1961 ф).

Таким образом, можно считать, что возраст массива определяется в диапазоне от перми до ранней юры. По данным анализа биотита из гранодиоритов массива, выполненного аргоновым методом в лаборатории ВСЕГЕИ (Н.В. Полевая, 1961 г.), абсолютный возраст этих пород равен 191 млн. лет ($A^{40} : K^{40} = 0,0112$), что соответствует среднему триасу. Исходя из этих данных возраст порфировидных гранитов Кара-Чачинского массива может рассматриваться

как триасовый: Этот вывод, однако, не является общепризнанным. Существует мнение (И.Н. Тихомиров и др.) о том, что граниты Кара-Чачинского массива являются возрастным аналогом гранитов Сретенского массива, возраст которых определяется как среднеюрский. Тем не менее, как показало специальное изучение пород обоих массивов, они, несмотря на близкое микроскопическое сходство, отличаются друг от друга по составу породообразующих и аксессуарных минералов, железистости биотита и комплексу аксессуарных элементов (Ю.Ф. Мисник, М.Ю. Фишкин, 1962 г.).

Сторонники мнения о среднеюрском возрасте гранитов Кара-Чачинского массива отмечают также, что эти породы не являются аналогами гранитов Чалбучинского штока, и поэтому факт залегания на последних отложений нижней - средней юры не должен приниматься в качестве доказательства доюрского возраста гранитов массива. Против этого замечания следует возразить, так как имеющиеся данные по изучению петрографических и геохимических особенностей гранитов массива и штока позволяют судить о родственности этих пород (табл. 2). Учитывая расхождение мнений по этому поводу, вопрос о возрасте Кара-Чачинского массива нельзя считать окончательно решенным.

О возрасте лейкократовых гранитов Пологинского массива можно судить по следующим данным. Верхняя возрастная граница их определяется на основании находок обломков этих пород в гальке конгломератов ниже- среднеюрской толщи, развитой в бассейне рек Ералги и Кумыканды (Мисник, 1960). С другой стороны, установлено, что граниты массива прорывают порфировидные граниты каменноугольной интрузии (падь Левина, правый приток р. Ералги). Анализ биотита лейкократовых гранитов (Н.В. Полевая, 1960) показал абсолютный возраст, равный 220 млн. лет ($A^{40} : K^{40} = 0,0131$), что соответствует периоду от поздней перми до раннего триаса. Принимая триасовый возраст Пологинского массива, следует отметить мнение некоторых геологов (Шенфиль, Чацкис, 1961 ф), допускающих возможность сопоставления гранитов массива с близкими по составу породами Борщевочного массива, расположенного к западу от описываемого района, в бассейне р. Кур-Кура (лист N-50-XXXIY). Возраст "борщевочных" гранитов условно считается среднеюрским.

Диориты отнесены к триасовой системе условно по аналогии с подобными породами района ст. Куэнга (лист N-50-XXXIY), где предполагается их триасовый возраст (Мисник, 1959 ф).

Ю р с к и е и н т р у з и и

В районе выделяются образования двух возрастных групп: среднеюрские и верхнеюрские интрузии.

Среднеюрские интрузии. Сретенский комплекс

П о р ф и р о в и д н ы е р о г о в о о б м а н к о в о - б и о т и т о в ы е г р а н и т ы (γ J_{2в}) имеют ограниченное распространение и известны только в двух пунктах. В верховьях р.Удычи ими сложен небольшой массив (около 35 км²), западная часть которого расположена на территории соседнего района (листы N-50-XXXIU и M-50-IU). Граниты северо-восточной оконечности массива прорывают аргиллиты ниже-среднеюрской толщи, занимающей водораздел рек Удыча - Ералга, и образуют в них оторочку из биотитовых роговиков и инъекционных биотитовых гнейсов. За пределами района эти граниты, по данным Г.Ю.Григорчука, прорывают и метаморфизуют фаунистически охарактеризованные отложения лейаса, и, возможно нижней части доггера (верховья р.Куренги). Выходы подобных гранитов установлены также возле западной границы района, в бассейне р.Джорол (левый приток р.Шилки), где они слагают краевую оторочку штока, основная часть которого расположена на сопредельной территории (лист N-50-XXXIU).

Как и все горды сретенского комплекса, граниты Удычинского массива отличаются крупнопорфировым сложением. Они состоят из таблитчатых вкрапленников калишпата размером 3-5 см, иногда 8 см, заключенных в светло-серую крупнозернистую основную массу, для которой характерно следующее соотношение минералов (в %): кварц - 30, плагиоклаз - 44, калишпат - 18, биотит - 7, роговая обманка - 1.

Структура основной массы типидиоморфнозернистая. Калишпат вкрапленников представлен нерешетчатым микроклином (2V = -80-86°, $\angle$ I(001) Nm = 8-10°; в основной массе он образует мелкие ксеноморфные зерна с тонкими полисинтетическими и решетчатыми двойниками. Плагиоклаз (кислый олигоклаз № 22-24) встречается в виде вкрапленников (до 1-1,5 см длиной), но главным образом присутствует в основной массе, где образует идиоморфные, как правило, сдвойникованные зерна зонального строения. Кварц представлен ксеноморфными зернами с резко волнистым погасанием. Биотит наблюдается в виде лоскутообразных красно- и темно-бурых чешуек, размером от 0,1 до 2 мм. Содержание железистого компонента в нем

Таблица 2

Сопоставление характеристик
минералов гранитов Кара-Чачинского массива и Чалбучинского
штока

Минералы	Кара-Чачинский массив (лжный край)	Чалбучинский шток
I	2	3
Плагиоклаз		
Координаты двойниковой оси или нормали шва		
Ng	13-14, реже 10, 17	13, реже 11, 18
Nm	76-77, реже 80, 73	77, реже 80, 72
Np	85-88, реже 83	86, реже 84, 88
Символ	В I	В I
Процентное содержание анор- титовой молекулы	№ 30-33, реже 38	№ 30-32, реже 25
Калишпат		
Угол двойниковых осей (2V)	-78°, -86°, реже - 66°	-78°, -84°, реже - 66°
Угол между нормалью к гра- ни (001) и осью (Nm)	12°, реже 5-6°, 26°	11-13°, реже 5-8°
Биотит		
Показатель преломления (Nm)	1,635 - 1,645	1,635 - 1,642
Содержание железистого ком- понента, %	40-49	40-47
Роговая обманка		
Показатель преломления		
Ng'	1,666 - 1,680	1,686
Np'	1,650 - 1,654	1,666
Содержание железистого компонента, %	33-48	52
Минералы тяжелых фракций, %		
Неэлектромагнитные		
циркон	26-50	26-50
апатит	50,75	26,50

Продолжение табл. 2

I	2	3
сфен	I-IO	ед.зн.
Электромагнитные		
биотит	26-50	26-50
роговая обманка	25-75	25
пирит	ед.зн.	25
ортит	ед.зн.	I-IO

72% ($N_m = 1,672$). Темно-зеленая роговая обманка встречается в виде призматических зерен размером 0,5 – 1,5 см; содержание железистого компонента в ней 49% ($N_g = 1,682$; $N_p = 1,662$). Из акцессорных минералов бесспорно преобладает сфен, в подчиненном количестве встречается апатит и еще реже циркон.

Отмеченные минералогическо-петрографические особенности состава гранитов Удичинского массива позволяют идентифицировать их с гранитами Сретенского и Удирингинского массивов, расположенных в соседнем районе, возле г. Сретенск (Мисник, 1959 ф). Возраст гранитов Сретенского массива устанавливается как среднеюрский на том основании, что они прорывают охарактеризованные флорой ниже-среднеюрские отложения с р. Матакан (В.Ю. Шенфиль, Ю.Ф. Мисник, 1959 г.). Кроме того, для этих гранитов получены данные определения абсолютного возраста пород аргонным методом, показывающие 170 и 183 млн. лет (Тихомиров, 1960–1961 ф).

Учитывая также отмечавшийся выше факт прорывания отложений нижней – средней (?) юры гранитами Удичинского массива, можно рассматривать возраст последних как среднеюрский. Граниты Джерольского штока отнесены к сретенскому комплексу условно (Шенфиль и др., 1961 ф). Следует отметить, что материалы определений абсолютного возраста указывают на возможность присутствия юрских (среднеюрских?) образований среди порфировидных гранитов второй фазы каменноугольной интрузии. По данным И.Н. Тихомирова (1960–1961) граниты этой интрузии в двух пунктах (низовья р. Чичикан и верховья р. Покая) имеют абсолютный возраст 183–185 млн. лет.

Позднеюрские гиабиссальные интрузии

В состав этой группы интрузий входят разнообразные по составу и фациальной принадлежности породы, образующие малые тре-

щинные тела (штоки) и многочисленные дайки в пришилkinsкой и пригазимурской зонах. Наиболее распространены дайковые и штокообразные тела, сложенные "порфировыми" интрузиями среднего и кислого состава, принадлежащими к образованиям гиабиссальной и субвулканической (приповерхностной) фаций. Эти породы, характеризующиеся некоторыми специфическими чертами строения под названием годойского комплекса (Иванов, 1936 ф). Кроме них, к верхнеюрским интрузивным образованиям условно отнесены морионовые граниты и крупнозернистые габбро, представляющие породы более глубинных фаций.

Гиабиссальные и субвулканические интрузии годойского комплекса образуют пояса ("рои") даек и небольших штоков, структурно тесно связанные с крупными региональными разломами в пришилkinsкой и пригазимурской зонах. Среди них можно выделить породы двух фаз. К ранней фазе относятся кварцевые порфиры, фельзиты, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры; к поздней фазе принадлежат диоритовые и диабазовые порфириты и лампрофиры. Породы, объединяемые в фазу, связаны между собой постепенными фациальными переходами.

Г р а н и т – п о р ф и р ы ($\gamma \pi J_3$) (наиболее распространенная порода в ранней фазе) состоят из кварцево-полевошпатовой основной массы, содержащей в большинстве случаев крупные вкрапленники калишпата, плагиоклаза, кварца, роговой обманки и более мелкие чешуйчатые включения биотита. Структура основной массы различна: от полнокристаллической, аллотриоморфнозернистой до гранофировой, местами микропоякилитовой и фельзитовой. Вкрапленники калишпата нередко достигают гигантских размеров (до 6 см в длину), имеют таблитчатую или округлую, близкую к изометричной, форму. Плагиоклаз (N_2 20–27) представлен более мелкими (1–2 см) таблитчатыми зернами, обычно зональными и полисинтетически сдвоенными. Кварц образует оплавленные зерна размером 0,4–1 см. Биотит, образующий чешуи до 1–2 мм в поперечнике, имеет $N_m = 1,636 - 1,639$.

К в а р ц е в ы е д и о р и т о в ы е п о р ф и р и т ы ($\delta \pi J_3$), представляющие главную массу пород поздней фазы, образуют серию взаимопереходных разновидностей, отличающихся друг от друга степенью раскристаллизации или составом основной массы, либо же насыщенностью вкрапленниками и их размерами. Иногда встречаются сложные дайки, в составе которых принимают участие кварцевые диоритовые порфириты, лампрофиры типа керсантит-спесартита, афировые диоритовые порфириты и, наконец, андезитовые порфириты. Все они связаны друг с другом постепенными фациальными

переходами. Кварцевый диоритовый порфирит состоит из вкрапленников кварца, калишпата, плагиоклаза, роговой обманки, пироксена и биотита, заключенных в полнокристаллической, лампрофировой основной массе. Количество вкрапленников иногда достигает 50%, нередко же они совершенно отсутствуют, и породы тогда отвечают по составу типичным лампрофирам.

Характерной особенностью интрузивов поздней фазы является резкая неравновесность между составом порфировых вкрапленников и составом основной массы, которая указывает на гибридные происхождения пород. Так, вкрапленники кварца присутствуют в лампрофировой или диабазовой основной массе, резко недосыщенной кремнекислотой. Также необычным является присутствие в лампрофировом базисе крупных округлых вкрапленников калишпата с плагиоклазовой оторочкой, близких к овоидам гранитов-рапакиви. Эти вкрапленники не являются мономинеральными и содержат большое количество пойкилитовых включений биотита, роговой обманки, плагиоклаза, кварца и акцессорных минералов. Интересно, что по показателю преломления биотиты и роговые обманки, присутствующие во вкрапленниках, не отличаются от биотитов и роговых обманок основной массы породы (биотиты — $N_m = 1,636 - 1,639$; роговая обманка — $N_g = 1,662 - 1,667$; $N_p = 1,642 - 1,646$). Из акцессорных минералов, заключенных во вкрапленниках и основной массе, повсеместно присутствуют циркон, реже апатит. Сфен встречается значительно реже и в малых количествах. Чрезвычайно распространенным рудным минералом пород является пирит. Постмагматические изменения пород обеих фаз заключаются в карбонатизации, хлоритизации и серицитизации. Установлена также калишпатизация (адуляризация) плагиоклазов, характерная для близповерхностных процессов пропилитизации.

Возраст гипабиссальных интрузий годойского комплекса доказывается следующим. В районе с. Шилкинский Завод дайка андезитовых порфиритов прорывает фаунистически охарактеризованные отложения нижней-средней юры. С другой стороны, в гальке конгломератов устькарской свиты (J_2-Cr_1), расположенной к северу от с. Шилкинский Завод (гора Точильная, утес Полосатик) в большом количестве обнаружены обломки различных по составу гипабиссальных и субвулканических пород, которые, как показали детальные петрографические, минералогические и спектральные исследования, аналогичны дайковым образованиям годойского комплекса (Ю.Ф. Мисник, 1960 г.). Установлено также, что дайки диоритовых порфиритов из района с. Шилкинский Завод генетически связаны с лавами верхне-

юрской эффузивной толщи, т.е. являются их субвулканическими фациями. Таким образом, в пришилкинской зоне верхнеюрский (ранне-верхнеюрский) возраст интрузивов годойского комплекса определяется достаточно надежно. В пригазимурской зоне эти породы, по данным С.М. Силицы (1956-1957), прорывают верхнеюрские вулканогенные образования и находятся в гальке нижнемеловых конгломератов.

С гипабиссальными интрузиями годойского комплекса в пришилкинской зоне парагенетически связаны многочисленные кварцево-турмалиновые жилы. Состав жил относительно простой. Кварц и турмалин составляют основную массу породы, причем количество турмалина нередко превышает количество кварца. Турмалин принадлежит шерл-дравитовому ряду. По данным рентгено-структурного анализа, его кристаллическая решетка характеризуется следующими параметрами: $a = 15,95-15,98$; $c = 7,16-7,21$; $a:c = 0,450, 0,452$; $V = 1569-1595$. Показатели преломления турмалинов таковы: $N_p = 1,639-1,636$; $N_m = 1,653-1,658$. Из рудных минералов в жилах главным образом присутствует пирит — основной носитель золота; значительно реже встречаются арсенопирит, халькопирит, молибденит и другие сульфиды. Возраст кварцево-турмалиновых жил, тесно связанных с дайковыми породами годойского комплекса, считается позднеюрским. Это доказывается также находками кварцево-турмалиновых пород в гальке конгломератов устькарской свиты с горы Точильной (Н.А. Хрущов, 1928 г.); Мисник, 1957-1960 ф).

Крупнозернистые морионовые граниты (J_2) составляют два штока в осевой части Борщевского хребта, вблизи южной границы района, и один шток по среднему течению р. Ералги. Выделяются две фациальные разновидности морисновых гранитов — равномернозернистые и порфировидные граниты. Равномернозернистые граниты характеризуются светло-серой окраской, гипидиоморфнозернистой структурой и следующим минералогическим составом (в %): кварц — 35-40, калишпат — 35, плагиоклаз — 20, биотит — до 1-2. Калишпат, обычно микроклин, образует таблитчатые и изометрические зерна, реже ксеноморфные скопления. Кварц, как правило, дымчатый, имеет зубчатые неправильные очертания, трещиноватый. Плагиоклаз (№ 30-35, в альбитизированных зернах № 13) представлен в небольших полисинтетически сдвойникованных таблитчатых кристаллах, интенсивно серицитизированных по периферии и мусковитизированных в центре. Биотит в грязно-бурых чешуйках замещается бурой слюдой и реже мусковитом. Железистость биотита 50-54%. ($N_m = 1,646-1,652$). Из акцес-

сорных минералов изредка устанавливается сфен. Порфировидные фации морионовых гранитов (шток по р.Ералге) отличаются присутствием вкрапленников калишпата размером до 2 - 2,5 см в длину, заключенных в буровато-серую основную массу.

Позднеюрский возраст морионовых гранитов определяется условно. В качестве косвенного довода можно привести факт отсутствия в этих гранитах верхнеюрских дайковых тел, широко распространенных в непосредственной близости от них, среди гранитов каменноугольной интрузии.

Крупнозернистые габбро ($\vee J_3$) образуют группу мелких штоков, структурно тесно связанных с Шилкинским глубинным разломом. Они представляют темную с зеленоватым оттенком массивную породу с равномернозернистой оцитовидной структурой. В ее составе крупные таблитчатые кристаллы основного плагиоклаза (лабрадор № 50-60), зеленоватые идиоморфные зерна моноклинного пироксена и тонкопризматические зерна зеленой роговой обманки. В виде акцессорных минералов в большом количестве встречаются ильменит и магнетит. Породы обладают сильными магнитными свойствами ($\Delta Z = 1600-2000$ гамм), отличающимися ее от окружающих гранитоидов, магнитное поле которых значительно слабее ($\Delta Z = 10-200$ гамм). К группе верхнеюрских интрузивов габбро отнесены условно.

ТЕКТНИКА

Геологическая структура района достаточно сложна. Особенность его строения заключается в том, что он расположен на стыке двух крупнейших разнородных структур, одна из которых является составной частью Монголо-Охотской палеозойско-среднемезозойской складчатой области, а другая, примыкающая к первой с северо-запада, представляет собой краевую юго-восточную часть области протерозойской складчатости Становика-Джунджур, существенно активизированной в мезозое (Красный, 1958, 1960 г.). Структурным швом, сочленяющим эти две области, является мощная зона крупных разрывных нарушений, образующая систему Монголо-Охотского глубинного разлома (Горжевский, Лазько, 1961). Эта зона, получившая название Шилкинского глубинного разлома, протягивается в северо-восточном направлении в бассейне среднего течения р.Чачи и ее многочисленных притоков. Протяженность зоны на этом отрезке равна 35 км; ширина ее достигает 20 км. В геологической истории района зона глубинного разлома играет перво-

степенную роль; с ее возникновением происходит заложение и оформление геосинклинальной системы Монголо-Охотской складчатой области; она также является важнейшей магмо- и рудоконтролирующей структурой, предопределяющей, в частности, поясное размещение многочисленных трещинных интрузивов и парагенетически связанных с ними золотомолибденовых и полиметаллических месторождений. Древняя протерозойская структура, примыкающая к зоне глубинного разлома с северо-запада, в пределы описываемой территории практически не входит и в главе не описывается.

Среди складчатых сооружений района можно выделить следующие структурные ярусы: синийско-кембрийский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский-раннемезозойский; юрский, включающий структуры нижней - средней и верхней юры; верхнеюрский - нижне-меловой. Первые четыре яруса сформированы в период геосинклинального развития района, последний ярус образован в эпоху перехода геосинклинальной системы в область завершенной складчатости.

Синийско-кембрийский структурный ярус включает наиболее древние структуры района, образованные сланцево-карбонатными отложениями, уровской, быстринской и алтачинской свит. Можно допустить, что в синии происходит заложение Шилкинского глубинного разлома, отделившего область протерозойской складчатости от области интенсивных прогибаний и накопления осадков. Очевидно, начиная с этого времени, территория района становится краевой северо-западной частью Восточно-Забайкальской геосинклинальной системы, входящей в состав Монголо-Охотской геосинклинальной области (Козеренко, 1956).

В пришилкинской зоне к древним складчатым сооружениям относится крупная антиклинальная структура север-северо-восточного простирания, в ядре которой выходят сланцы уровской свиты, а крылья сложены карбонатными породами быстринской свиты. Ось структуры часто ундулирует, обуславливая этим общее сложное строение антиклинали. В районе горы Масляной и с.Мал.Боты устанавливается ее юго-западное периклинальное замыкание. В целом антиклиналь состоит из ряда относительно простых, иногда слегка подвернутых складок шириною до нескольких сот метров. Углы падения в крыльях обычно не превышают $40-50^\circ$, но местами достигают $70-90^\circ$. Породы дополнительно смяты в мелкие складки (правый берег р.Шилки между устьями рек Кумы и Чалбучи).

Юго-восточное крыло антиклинали на всем ее протяжении (свыше 50 км) срезано крупным разломом типа пологого надвига, по

которому карбонатные породы быстринской свиты надвинуты (под $\angle 10-20^\circ$) на гранитоиды каменноугольной интрузии. Центральные части структуры осложнены серией многочисленных разломов северо-восточного и субширотного простираний и на значительных площадях погребены под молодыми структурами юрского и нижнемелового ярусов. Наконец, юго-западное крыло антиклинали по всему фронту уничтожено разгнейсованными диоритами и гранитами каменноугольной интрузии. По этой причине внутреннее строение и первоначальная конфигурация структуры остаются невыясненными.

В пригазимульской зоне кембрийские отложения слагают крупную синклираль северо-восточного простирания, основная часть которой расположена на территории соседнего района (N-50-XXXVI, M-50-У, M-50-УI). На описываемой площади эта синклираль протягивается на 17 км; ее ширина достигает 14-15 км. Северо-западное крыло синклинали образовано карбонатными породами быстринской свиты, тогда как ядро ее сложено сланцами алтачинской свиты. Углы наклона пластов вблизи осевой части структуры составляют $20-30^\circ$. В крыле складки углы падения значительно круче (до 65°). Северо-западное и юго-западное продолжения синклинали уничтожены каменноугольными интрузивами. Магматические образования раннепалеозойского возраста в пределах района не установлены.

Среднепалеозойский структурный ярус включает структуры, образованные породами кулиндинской свиты (S⁷h⁶). Очевидно к нему же следует относить структурные формы, сложенные той частью пород чачинской свиты, которые условно считаются среднепалеозойскими. Однако как отмечалось выше, выделение этих пород из состава чачинской свиты в настоящее время не может быть выполнено, и по этой причине условно принято, что чачинская свита образует единую структуру, входящую в верхнепалеозойский-раннемезозойский структурный ярус.

Особенности структуры кулиндинской свиты еще недостаточно выяснены. Морфологически она представлена серией узких, сильно сжатых изоклиналильных складок северо-восточного и меридионального простирания, резко опрокинутых на юго-восток и восток, в связи с чем углы падения пластов в крыльях достаточно пологи ($20-50^\circ$). В участках, близких к зоне разлома, изоклиналильные складки осложнены мелкими складчатыми формами с острыми зубчатыми контурами. Углы падения крыльев таких складок достигают $60-85^\circ$ или даже 90° .

Общая конфигурация изоклиналильной складки в плане отмечается большой сложностью. На северо-западе она ограничена линией крупного разлома типа крутого надвига, по которому кулиндинская свита надвинута под крутым углом ($65-85^\circ$) на чачинскую свиту.

Простирание надвиговой поверхности северо-восточное, в отдельных участках (окрестности с.Бори) близкое к широтному; падение ее соответственно юго-восточное или южное.

В зоне надвига (как и вблизи от нее) складчатые формы кулиндинской свиты заметно усложняются. С юго-востока структура обрезана другим разломом северо-восточного простирания, по которому породы кулиндинской свиты полого надвинуты на милонитизированные диориты каменноугольной интрузии. Поверхность этого надвига падает на северо-запад под углом $31-36^\circ$. В тех местах, где первоначальные соотношения кулиндинской свиты с разгнейсованными диоритами ненарушены, наблюдается своеобразное "переслаивание" интрузивных тел с пластами метаморфических пород, которое свидетельствует о принадлежности диоритов к синорогенным интрузиям, подчиняющим свое внутреннее строение структурным формам прорываемых образований.

В пределах структуры кулиндинской свиты можно отметить закономерность в распределении типов формаций. В северо-западной и центральной частях структуры основную роль играют зеленокаменные образования, возникшие за счет эффузивов среднего и основного состава и их туфов. Судя по реликтам первичных структур этих пород: среди эффузивов присутствовали спилитовые и диабазовые лавы. К этим же частям структуры приурочены конкордантные пластовые залежи серпентинизированных гипербазитов. Возможно, этот комплекс образований следует относить к спилитово-кератофировой формации (эвгеосинклиальный тип формаций). Юго-восточная часть структуры сложена существенно терригенными отложениями, превращенными в кварцево-биотитовые сланцы (миогэосинклиальный тип формаций).

Имеющийся геологический материал недостаточен для реконструкции тектонических элементов среднепалеозойского структурного яруса на всей территории района. Для этих целей можно лишь использовать данные, полученные при анализе пространственного размещения и внутреннего строения каменноугольных интрузивов. Уже отмечалось, что породы первой фазы этой интрузии территориально приурочены к пришилкинской зоне, где ими сложены крупный массив и относительно мелкие интрузивные залежи, конкордантные по отношению к среднепалеозойской структуре. По времени формирования они относятся к группе синорогенных интрузивов. Характерно, что такие же интрузивные образования установлены и в пригазимульской зоне. Более молодые граниты (следующие три фазы интрузий) развиты главным образом на территории Борщевоч-

ного хребта, где образуют огромный по площади многофазный массив, простираение которого, судя по элементам первичной полосчатости пород, меняется от северо-восточного (в северной части района) до близкого к широтному (в центральной и южной частях района). В связи с этим, северная часть массива ориентирована согласно с простираением среднепалеозойских структур пришилkinsкой зоны, тогда как южная его часть по отношению к этим структурам резко дискордантна. В центральной части массива (бассейн среднего течения р.Боты), где происходит смена северо-восточных прототектонических структур на широтные, по данным анализа полого залегающих трещин (типа L), устанавливается прогиб кровли интрузива, также имеющий простираение, близкое к широтному (Мисник, 1956 ф). Граниты этого участка содержат большое количество ксенолитов диорито-гнейсов.

Важным структурным элементом, отделяющим зону Борщевочного хребта от пришилkinsкой зоны, является крупный разлом, проходящий по правобережью р.Шилки вдоль западных склонов хребта (Борщевочный разлом)^{х/}. Фиксируется он в виде пологого надвига, по которому на граниты рассмотренного выше массива надвинуты карбонатные породы быстринской свиты. Простираение надвига в целом северо-восточное, меняющееся в отдельных участках на северо-западное. Падение надвиговой поверхности северо-западное или юго-западное; углы падения невелики (10-20°). В зоне надвига граниты сильно рассланцованы и превращены в милониты, ширина полосы измененных пород достигает 3-4 км. Карбонатные породы, входящие в надвиговую зону, представлены брекчиевыми разностями.

Кратко обобщая приведенный выше фактический материал, можно прийти к следующему выводу. В среднепалеозойское время, очевидно, окончательно оформилась пришилkinsкая синклинальная зона, как зона наиболее интенсивных прогибаний и накопления осадочных и вулканогенных образований. Интрузивные образования, сформированные в пределах зоны, имеют отчетливые конкордантные взаимоотношения со складчатыми структурами и по этому признаку относятся к синорогенным интрузиям. Восточнее пришилkinsкой зоны, в пределах Борщевочного хребта, выделилась борщевочная анти-

^{х/} В верховьях р.Ералга от Борщевочного разлома ответвляется к юго-западу мощная поперечная зона интенсивной милонитизации, проходящая в кварцевых диоритах и гранодиоритах каменноугольного комплекса. По известным причинам продолжение этой зоны на территории смежного с юга листа М-50-У (автор И.Н.Тихомиров) не показано.

клинальная зона, сложенная крупным многофазовым массивом каменноугольных гранитов, принадлежащих к группе фаций средних глубин. Массив обнаруживает сложные взаимоотношения со структурами пришилkinsкой зоны (на одних участках он приблизительно согласен с ними, в других резко дискордантен) и относится к категории позднеорогенных интрузий. Крайне ограниченные материалы имеются по пригазимурской зоне. Складчатые структуры среднепалеозойского структурного яруса в ее пределах не установлены. Интрузивные образования, как и в пришилkinsкой зоне, представлены здесь гнейсовидными диоритами, слагающими массив северо-восточного простираения.

Верхнепалеозойский - раннемезозойский структурный ярус по своим масштабам и особенностям внутреннего строения существенно отличается от среднепалеозойского структурного яруса. Его структуры, сложенные породами чачинской и куйтунской свит не имеют широкого площадного развития, а приурочены к относительно узкой (около 20 км шириной) зоне Шилkinsкого глубинного разлома. В пределах зоны выделяются две "приразломные" структуры типа грабен-синклинали. Одна из них, расположенная в юго-восточной части зоны, протягивается в северо-восточном направлении на расстояние 26-28 км, достигая в ширину 8 км. С северо-запада и юго-востока грабен-синклиналь ограничена разломами. Юго-восточный разлом, по которому на чачинскую свиту надвинуты зеленокаменные образования кулиндинской свиты, описан выше. Отметим, что падающие в зону надвига конгломераты чачинской свиты сильно развальцованы и содержат уплотненную, вытянутую в одной плоскости гальку "хвостатой" или каплевидной формы. Полоса развальцованных конгломератов достигает 1,5 - 2 км в ширину.

Разлом, ограничивающий описываемую грабен-синклиналь с северо-запада, представляет собой часть региональной длительно развивающейся разрывной структуры глубинного заложения, известной под названием Монголо-Охотского глубинного разлома. В пределах района этот разлом имеет общее северо-восточное простираение, местами меняющееся на восток-северо-восточное, широтное и даже меридиональное. В плане контур его представлен линией, состоящей из различно ориентированных, плавно сочленяющихся прямолинейных отрезков. Падение плоскости разрыва преимущественно юго-восточное, но в отдельных участках соответственно колеблется от южного до восточного; угол падения плоскости разрыва повсеместно крутой (55-60°, иногда 80°). На северо-западе разлом сопровождается зоной (около 1,5 - 2 км мощностью) милонитизиро-

ванных и катаклазированных пород позднепротерозойской интрузии; падение плоскости милонитизации в последних юго-восточное согласное с падением плоскости разрыва. Конгломераты чачинской свиты непосредственно в зоне разлома сильно раздроблены и рассланцованы; мощность полосы измененных конгломератов сравнительно невелика (50–100 м).

Структура, образованная чачинской свитой, представляет собой крупную опрокинутую на северо-запад синклиналь, в ядре которой выходят филлиты, а крылья сложены разногачечными конгломератами. Почти во всех частях складки пласты моноклинально падают на юго-восток, участками почти на юг, под углом 55–60°. Осевая часть синклинали осложнена изоклинальными складками второго порядка, которые устанавливаются по фрагментам сводов складки и по положению волноприбойных знаков на поверхности напластования пород; амплитуда таких складок 20–30 м. Моноклинальное строение структуры нарушается в ее северо-восточной части (р.Халанья), где появляется относительно небольшая антиклинальная складка с падением пластов в крыльях на северо-запад и юго-запад под углом 50–60°. В направлении на северо-восток антиклиналь переклинально замыкается. В целом антиклиналь осложнена серией разрывных нарушений, пересекающих ее в различных направлениях. Особенно многочисленны они в зоне юго-восточного надвига; благодаря им в отдельных участках свита приобретает блоковое строение.

Другая грабен-синклинальная структура, сложенная куйтунской свитой, расположена в 8–10 км к северо-западу от первой структуры и подобно ей ограничена системой разломов северо-восточного простирания. В пределах района она протягивается на 20 км при ширине 3–4 км.

Внутреннее строение ее еще недостаточно изучено. Имеющийся материал позволяет судить о том, что южная ее часть, сложенная вулканогенно-осадочными породами, состоит из моноклинально залегающих пластов, падающих на северо-запад под углом 50–70°. Северная часть структуры, отделенная от южной разломом, образована лавами кислого состава, характер залегания которых пока неизвестен.

Интрузивные образования, связанные с позднепалеозойским – раннемезозойским структурным ярусом, по масштабам проявления заметно уступают каменноугольным интрузиям. Они обнаруживают тесную пространственную приуроченность к крупным разрывным нарушениям пришилkinsкой зоны и по своей природе относятся к категории "приразломных" интрузивов. Показателен в этом отноше-

нии Кара-Чачинский массив гиганто-порфировидных гранитов, в которых порфировые вкрапленники и первичные трещины ориентированы в соответствии с простиранием разлома, ограничивающего массив с северо-запада (Шадрин, 1960 ф).

Ю р с к и й с т р у к т у р н ы й я р у с расчленяется на два подъяруса, один из которых выполнен существенно терригенными отложениями нижней-средней юры, а другой – вулканогенными образованиями верхней юры. Отложения подъярусов залегают между собой с четко выраженным несогласием.

Структуры нижнего подъяруса на территории района имеют ограниченное распространение. В пришилkinsкой зоне они известны в трех территориально разобщенных участках, в каждом из которых представлены простыми синклинальными складками северо-восточного простирания. Складка, расположенная в северо-восточной части зоны (Чалбучинская синклиналь), имеет простое коробчатое строение, осложненное в осевой части мелкими симметричными складками с углом падения в крыльях 30–50°. Складка образована морскими тонкокластическими отложениями с фауной нормальной солености. Синклинальная складка, расположенная в западной части зоны, имеет аналогичное строение (Ералгинская синклиналь); в отличие от Чалбучинской синклинали она осложнена разломами северо-восточного и север-северо-западного простирания, срезающими юго-восточное крыло структуры и ее северо-восточное окончание. Сложена она континентальными грубообломочными отложениями. Третья складка, приуроченная к юго-западной части пришилkinsкой зоны, представляет северо-восточное окончание крупной синклинальной структуры, расположенной за пределами района (лист М-50-IV). По типу слагающих ее отложений она близка к Чалбучинской синклинали. В пригазимуурской зоне синклинальная складка, сложенная морскими тонкообломочными отложениями нижней и средней юры, известна в бассейне р.Покая (правый приток р.Газимур). В пределы описываемой площади заходит лишь крайняя северо-западная часть складки.

Структуры верхнего подъяруса также известны в пришилkinsкой и пригазимуурской зонах. В пришилkinsкой зоне верхнеюрские вулканические образования территориально приурочены к участкам развития отложений нижней-средней юры, залегаая на них с резким угловым несогласием или соприкасаясь с ними по разлому.

В пригазимуурской зоне они залегают непосредственно на палеозойском основании, образуя структуры, независимые от структур нижней и средней юры. Внутреннее строение верхнеюрских структур не поддается расшифровке. На Чалбучинском

участке на породы верхней юры надвинуты нижнепалеозойские отложения. Надвиг фиксируется зоной тектонических брекчий мощностью от 5 до 10 м. Падение надвиговой поверхности восток-юго-восточное под углом 30-35°.

Рассматривая структуры юрского яруса в целом, приходим к выводу, что структурный план, созданный юрскими движениями, частично унаследовал общий структурный план более ранних этапов. В юрский период территория района входила в состав пришилкинской структурно-фациальной зоны, представляющей краевую северо-западную часть Восточно-Забайкальской остаточной мезозойской геосинклинали (Козеренко, 1956). В пределах этой структурно-фациальной зоны в ниже-среднеюрскую эпоху выделились пришилкинская и пригазиму́рская синклинальные зоны, разделенные борщевочной геосинклинальной зоной. В отдельных участках синклинальных зон возникали небольшие по размерам прогибы, выполняемые относительно маломощными морскими песчано-пелитовыми фациями и континентальными молассами. Характерно, что в составе этих отложений в небольшом количестве присутствуют туфы кислых лав.

Интрузивная деятельность, связанная со среднеюрской складчатостью, в районе проявилась слабо. Интрузивы, приуроченные к структурам нижнего подъяруса, представлены небольшим массивом порфировидных гранитов сретенского комплекса, расположенным в юго-западной части пришилкинской синклинальной зоны. Граниты принадлежат к фации средних глубин с некоторыми признаками гипабиссальности.

В юрский период завершается геосинклинальное развитие района. Созданные ранее складчатые структуры осложняются серией молодых или подновленных разломов, которые используются для вывода на поверхность лавовых потоков. Последние обычно локализуются в узких, вытянутых вдоль разломов, впадинах типа грабенных.

Почти одновременно с наземными излияниями эффузивов происходит формирование большой группы малых трещинных интрузивов и даек, использовавших при своем внедрении многочисленные разрывные нарушения. Территориально эти интрузивы группируются в пояса, структурно связанные с системами глубинных разломов. В фациальном отношении они представлены гипабиссальными и субвулканическими образованиями; многие из этих пород генетически связаны с отмеченными выше эффузивами.

С интрузиями юрского периода парагенетически связаны гидротермальные проявления (золото, молибден, полиметаллические руды). Рудные тела в виде многочисленных кварцевых и кварцево-

турмалиновых жил образуют мощные пояса, структурно совпадающие с поясами дайковых пород. С морионовыми гранитами, приуроченными к борщевочной зоне разломов, ассоциируются россыпные проявления касситерита.

Верхнеюрский — нижнемеловой структурный ярус включает структуры, сформированные в период перехода описываемой территории в жесткую консолидированную систему, развивающуюся по типу областей завершенной складчатости. В этот период в пределах зон крупных разломов образуются относительно крупные депрессии типа тектонических впадин. Две крупные впадины образуются в зоне Борщевочного разлома.

Одна из них — Усть-Карская впадина имеет сложное двухъярусное строение. Нижний ярус сложен пестрым комплексом грубообломочных и тонкообломочных отложений устькарской свиты, являющимися фациями относительно мелководного озера и дельты реки. Принадлежность к этим фациям доказывается характером косой слоистости, обилием поверхностей со знаками волнений и со знаками усыхания, а также находками остатков пресноводных организмов (озерных циприд и филлопод). Вместе с терригенными отложениями в составе толщ присутствуют покровы андезитовых и андезито-базальтовых лав миндалекаменного сложения. Вся толща собрана в простую синклинальную складку северо-восточного простирания с углами падения в крыльях, не превышающими 20°. В осевой части структуры пласты залегают почти горизонтально. Отложения верхнего яруса впадины представлены грубообломочными породами пролювиальной фации и фаций осыпей и обвалов (шилкинская свита). Залегая с размывом и угловым несогласием на отложениях нижнего яруса, они образуют широкую мульду, в бортовых частях которой пласты залегают под углом 30-35°, а в осевой части они почти горизонтальны.

Кумская впадина, также приуроченная к зоне Борщевочного разлома, по типу выполняющих ее континентальных вулканогенно-обломочных образований и характеру дислокаций подабна структуре нижнего яруса Усть-Карской впадины.

В пригазиму́рской зоне континентальные грубообломочные отложения и ассоциирующие с ними кислые лавы образуют пологие мульды, наложенные на древние палеозойские структуры.

Оруденение раннемелового возраста в пределах района не установлено (в непосредственной близости от северной границы района, в окрестностях пос. Усть-Кара отмечены признаки золотой и флюоритовой минерализации этого возраста).

Структурный план, оформившийся в раннем мелу, сохранился в общих чертах и в настоящее время. Новейшие тектонические движения, характеризующие последний этап в развитии района, освещены в следующей главе.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

По схеме геоморфологического районирования Забайкалья район относится к Шилкинскому горно-долинному ландшафту, для которого характерно чередование вытянутых в северо-восточном направлении речных долин и массивных горных хребтов с высотами, обычно не выходящими за границу лесной растительности (Флоренсов, 1948).

Заложение основных форм современного рельефа произошло, очевидно, в конце мезозоя, когда жесткая складчатая система, рассеянная многочисленными разломами, начинает испытывать разнонаправленные дифференцированные движения, вызвавшие сводово-глыбовые поднятия и опускания блоков. Формирование рельефа продолжалось в течение всей кайнозойской эры. Характерно, что сводово-глыбовые движения в значительной мере унаследовали направление развития складчатых форм, в связи с чем главные элементы рельефа — основные водораздельные хребты и долины крупных рек пространственно совпадают с соответствующими положительными и отрицательными складчатыми структурами. Многообразие форм рельефа обусловлено различной степенью проявления эрозионно-денудационных процессов, находящихся в зависимости от интенсивности тектонических движений на отдельных участках поднимающихся блоков.

Избирательная денудация, определяемая литологическими свойствами пород, в образовании форм рельефа в целом для района играет незначительную роль. Гораздо большее значение имеет экспозиция склонов, вызывающая различную степень проявления процессов выветривания (более интенсивную на склонах южной экспозиции). Благодаря этому многие долины характеризуются резко асимметричным поперечным профилем. Многолетняя мерзлота, залегающая вблизи от поверхности на склонах северной экспозиции, вызывает появление микроформ рельефа (солифлюкционные террасы, гидролакколиты, курумы и т.д.).

Таким образом, в образовании современного рельефа определяющую роль сыграли новейшие тектонические движения и вызванные ими процессы эрозионно-денудационного расчленения и аккумуляции.

По этому принципу выделяются два генетических типа рельефа: эрозионно-денудационный и эрозионно-аккумулятивный.

Эрозионно-денудационный рельеф

Эрозионно-денудационный рельеф расчленяется на следующие морфогенетические подтипы.

Древняя поверхность выравнивания. На наиболее возвышенных водораздельных участках Борщевочного хребта (1200–1300 м), сложенных исключительно гранитоидными породами, встречаются почти выположенные, слегка волнистые поверхности, нередко осложненные невысокими холмами, созданными в результате разрушения останцов. Такие поверхности покрыты мощным плащом крупноглыбового элювия и отделены от склонов крутыми нагорными террасами, образованными путем морозного выветривания и солифлюкционных наплывов. Вполне возможно, что эти плоские водораздельные участки, сохранившиеся от эрозионного расчленения, являются остатками древних поверхностей выравнивания, втянутыми в поднимающиеся горные сооружения и получившими в силу своей изолированности местный базис денудации. В пределах этих реликтовых поверхностей продолжают развиваться процессы денудации, которые в районе с суровым климатом, длительно сохраняющимся снежным покровом и наличием многолетней мерзлоты привели к образованию мощной коры выветривания и морозно-солифлюкционных микроформ рельефа.

Среднегорный рельеф (950–1200 м), состоящий из хребтов с пологими склонами и плоскими куполообразными водоразделами, образован на основе первого типа рельефа в условиях интенсивной денудации и слабого эрозионного расчленения, вызванного глубинной эрозией регрессивно подступающих речных долин. Рельеф сформирован исключительно на гранитоидных породах; территориально он либо окаймляет древние поверхности денудации (водораздельные пространства рек Джеронь и Боты), либо образует самостоятельные формы (горы Пологая и Шокша, водораздел среднего течения рек Чачи и Шилки):

Среднегорный рельеф (800–950 м), представленный хребтами с крутыми склонами и острыми гребнями, создан в результате преобразований предыдущего типа рельефа при постепенном нарастании интенсивности эрозионных процессов на фоне значительных поднятий.

Благодаря преобладанию глубокой эрозии над процессами де-

нудации водоразделы хребтов приобретают узкие гребневидные формы, осложненные многочисленными микроформами (конусообразные вершины, столбовидные останцы и т.п.). Рельеф сформирован главным образом на гранитоидных породах и занимает значительные площади в центральной части междуречья Шилки и Газимура, а также в бассейне р.Чачи.

Низкогорный увалисто-холмистый рельеф (650–800 м) представлен хребтами с мягкими сглаженными очертаниями, нередко оформленными в виде отдельных холмов, разделяющих широкие корытообразные долины с пологими склонами. Формирование этого рельефа в условиях сравнительно замедленных поднятий, сопровождавшихся сначала глубиной, а затем интенсивной боковой эрозией и денудацией. Рельеф этого типа широко развит в бассейне р.Газимур и на значительной территории пришилkinsкой зоны (за исключением береговой полосы р.Шилки). В отличие от предыдущих типов рельефа он образуется как на гранитоидах, так и на эффузивно-туфогенных и осадочных породах.

Низкогорный грядово-холмистый рельеф (650–800 м) образован в результате повторных поднятий субстрата с ранее сформированным увалисто-холмистым рельефом. С этими поднятиями связана активизация процессов глубиной эрозии, преобразовавших U-образный поперечный профиль долин V-образный. Такие глубоко врезанные каньоны, созданные на основе корытообразных долин, чрезвычайно характерны для р.Шилки и приустьевых частей ее многочисленных притоков.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф

Эрозионно-аккумулятивный рельеф представлен серией эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас р.Шилки и ее крупных притоков. Выделяются террасы со следующими интервалами высот: 80–100 м, 60–70 м, 30–40 м, 8–10 м и 4–5 м. Первые три террасы являются цокольными, покрытыми чехлом из аллювиального песчано-глинистого материала. Ширина террас нередко достигает 1–1,5 км в ширину, мощность аллювиальной покрывки обычно не превышает 1–3 м, но местами достигает 13–15 м. Особенно широко развиты 30–40 м террасы, проходящие по обоим берегам р.Шилки и протягивающиеся далеко за пределы района. В приплотиковых частях аллювиальных отложений этих террас иногда формируются промышленные концентрации касситерита (с.Фирсово, близ западной рамки листа)

и золота (приустьевая часть р.Богоча, левого притока р.Шилки).

8–10 и 4–5-метровые террасы аккумулятивного происхождения известны в долинах р.Шилки и ее многочисленных притоков; 4–5-метровые террасы установлены также в долине р.Газимур и в низовьях ее крупных притоков (реки Гаджиргуй, Покая, Батакан и др.). Некоторые аккумулятивные террасы оловоносны (р.Ералта, руч. Широкий, р.Чичикан и др.).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Согласно существующим схемам структурно-металлогенического районирования Восточного Забайкалья территория описываемого района располагается на стыке двух крупных рудных поясов: золото-молибденового, проходящего по левобережью р.Шилки и оловянно-вольфрамового, занимающего область междуречья Шилки и Газимура (Смирнов, 1933, 1944; Падалка, 1944, 1945; Козеренко, 1954 ф). В области сочленения этих поясов некоторыми исследователями выделяется Пришилkinsкая полиметаллическая зона (Кормилицын, 1969). Отмеченные рудные пояса, хотя и представлены в пределах листа своими северо-восточными флангами, геологические и металлогенические особенности которых пока недостаточно изучены, тем не менее правильно отражают основную закономерность в характере пространственного размещения главных видов полезных ископаемых района.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Титан, хром, никель, кобальт

По данным спектрометаллометрического опробования, в бассейне рек Джорол и Ненюка (левые притоки р.Шилки), установлен ореол рассеяния титана, хрома, никеля и кобальта площадью около 150 км² (57)^{x/}. Содержание титана в делювии в среднем по ореолу равно 0,5 – 1%, хрома 0,01 – 0,05%, никеля и кобальта 0,001 – 0,01%. В пределах ореола оконтуривается участок по

^{x/} Номера в скобках соответствуют номерам месторождений, проявлений и ореолов рассеяния, показанных на карте полезных ископаемых.

руч. Солончаковому (58) площадью 10 км², где отмечаются повышенные концентрации титана (до 2-3%) и хрома (0,1-0,3%).

Пространственно ореол приурочен к полосе развития "зеленых" сланцев и амфиболитов кулиндинской свиты (S? Hl), с которыми здесь ассоциируют небольшие пластовые залежи серпентинизированных перидотитов (σPz_2). Коренные проявления отмеченных элементов на участке ореола не встречены, однако следует иметь в виду, что в непосредственной близости от него, возле с. Молодовского (лист N-50-XXXIV) в подобных геологических условиях установлена рудная зона мощностью около 50 м и протяженностью до 350 м, сложенная титаноносными амфиболитами и серпентинитами. Оруденение в них представлено богатой вкрапленностью ильменита и титаномагнетита, образующих массивные или сидеритовые руды со средним содержанием TiO_2 - 6,5% (Евсеев, Петерсэль, 1959 ф.).

Проявления хрома в делювии интенсивностью 0,003-0,005% установлены также в бассейне р. Богача и на прилегающей части Борщевочного хребта; максимальные содержания хрома на этом участке отмечены в верховьях рч. Пр. Сивачи (0,01-0,05%).

По данным спектрометаллометрии, проявления никеля и кобальта интенсивностью 0,001 - 0,01% обнаружены в приустьевой части рч. Левина и по правобережью р. Правая Уктыча в нижнем ее течении (Мисник и др., 1956 ф.).

Цветные металлы

Полиметаллические руды (свинец, цинк, серебро)

В районе известно более 20 полиметаллических месторождений и рудопроявлений, большая часть которых территориально оформляется в три рудные группы: Шилкинско-Заводскую, Мангидайскую и Батаканскую (Смирнов, 1933). Многие из этих месторождений были открыты во второй половине XVIII в. и частично отрабатывались до середины XIX в. За период эксплуатации месторождений было получено около 214 тыс. т серебро-свинцовых руд, при этом основная их часть получена при разработке трех месторождений Шилкинско-Заводской группы; Екатерининского (174, 389 т), Павловского (20, 742 т) и Шилкинского (17, 481 т). Месторождения Мангидайской и Батаканской групп, судя по архивным материалам, не представляли сколько-нибудь значительного промышленного интереса, доставив в общей сложности 121 т. руды.

На месторождениях указанных трех групп были проведены поисково-ревизионные работы, позволившие заключить, что все они не представляют промышленного интереса в связи с плохой обогатимостью существующими методами сильноокисленных руд большинства месторождений или по причине незначительных масштабов оруденения (Ридер, 1953 ф.). В частности, из-за сложности технологической обработки окисленных руд, подсчитанные запасы по крупнейшему в районе полиметаллическому месторождению - Екатерининскому - отнесены к забалансовым^{х/}.

Основная масса месторождений и проявлений залегает в сильно окварцованных доломитовых известняках и доломитах быстринской свиты, причем некоторые из них (Екатерининское, Павловское, Покойнинское и др.) приурочены к зоне тектонических нарушений, по которым карбонатные породы надвинуты на верхнеюрские вулканогенные образования. По форме большинство рудных тел представлено сериями коротких и неправильных линз, гнездообразных карманов, труб, реже (в гранитоидных породах) в виде секущих жил.

Характерной особенностью почти всех месторождений и проявлений является глубокая окисленность первичных руд, превратившихся в окварцованные лимониты и рыхлый охристо-глинистый или охристо-известковый материал. В составе этих железняков лишь в виде редкой вкрапленности встречаются англезит, церуссит, миметезит, пироморфит, плимбоярозит, бедантит. Из сульфидов крайне редко устанавливаются галенит, халькопирит и буланжерит. Отсутствуют минералы цинка при среднем содержании его в окисленных рудах 0,20-0,80%. Среднее содержание свинца в рудах большинства месторождений составляет 0,50-1,50%. Химическими и спектральными анализами в полиметаллических рудах устанавливаются мышьяк, сурьма, фосфор, медь, серебро, золото, сера. Олово в количестве от 0,05 до 0,36% встречено в рудах Павловского месторождения (47).

^{х/} Инструкция по составлению и подготовке к изданию карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000 предусматривает отнесение к промышленным все ранее эксплуатировавшиеся месторождения, даже если по ним не известно количество добытого полезного ископаемого. Ввиду того, что почти все полиметаллические рудные тела района в той или иной мере были затронуты разведочно-эксплуатационными работами, буквальное выполнение инструкции привело бы к искажению реальной картины. Поэтому из всех имеющих на площади листа полиметаллических проявлений к категории месторождений отнесены те, по которым учтенный объем добычи был значителен (не менее 10 тыс. т). Такими месторождениями являются Екатерининское, Павловское и Шилкинское.

Некоторые рудопоявления, пространственно обособленные от месторождений отмеченных групп, сложены первичными рудами, представленными кварцевыми жилами с убогой вкрапленностью галенита, арсенопирита, сфалерита, пирита, иногда марказита. Такие рудопоявления известны в верховьях р. Чичикан (92) и по пади Левина (101).

Наиболее значительным месторождением Шилкинско-Заводской группы является Екатерининское (36). Оно расположено на левом склоне руч. Урдыган, занимая 80 м цокольную террасу р. Шилки и восточный склон горы Екатеринки.

Участок месторождения сложен резко окварцованными, местами брекчированными, пиритизированными доломитовыми известняками быстринской свиты, смятых в асимметричную антиклинальную складку субмеридионального простирания. Более пологое восточное крыло складки срезается сбросом, падающим на северо-восток под углами $76-80^\circ$, по которому известняки контактируют с метаморфическими сланцами и песчаниками верхних горизонтов свиты. Сброс сопровождается системой многочисленных трещин, образующих мощную зону дробления.

К этой зоне дробления приурочена серия жилообразных и штокообразных тел, наиболее крупными из которых является Крестовское и Северное.

Крестовское рудное тело ("Крестовское гнездо") имеет трубообразную форму с изменчивым поперечным сечением от 5500 м^2 до 1000 м^2 . Тело падает почти вертикально, на глубину оно вскрыто на 100 м, разведано на 50 м. Рудный материал представлен кремнистыми, каркасными и сливными лимонитами, лимонитизированными и окварцованными известняками, а также желтовато-бурыми охрами.

В рудах имеется убогая вкрапленность церуссита и англеизита; галенит в них не встречен. По данным анализа 336 проб, взятых по выработкам семи этажей, среднее содержание свинца составляет 2,94%, цинка 1,5% (Огородникова, 1953 ф). Содержание железа в рудах колеблется от 25 до 38%. По данным анализа двух технологических проб, в рудах присутствуют: серебро — 178 г/т, мышьяк — 2,12%, медь — 0,05%, золото — 2,2 г/т, сурьма — 0,18%, сера — 0,16%, пятиокись фосфора — 0,19%. По данным селективного анализа установлено, что свинцовые минералы в рудах представлены главным образом пироморфитом и пльмбоярозитом, т.е. свинец связан с железисто-мышьяковистыми охрами, не поддающимися обогащению. Все это позволяет считать руды "Крестовского гнезда" сильножелезистыми мышьяково-свинцово-серебряными с ничтожным содержанием цинка.

Северное рудное тело по форме и составу руд подобно Крестовскому рудному телу. Разведано оно на глубину 80 м.

По рудам этих двух тел подсчитаны запасы: свинца — 16,6 тыс. т, цинка — 6,5 тыс. т, мышьяка — 12,7 тыс. т, серебра — 64 т, золота — 1020 кг. Запасы свинца по категории C_1 в связи с плохой обогатимостью руд отнесены в группу забалансовых. Запасы цинка, серебра, мышьяка и золота отнесены к категории C_2 (Огородникова, 1953 ф). Повторный подсчет запасов золота по Екатерининскому месторождению дал 5260 кг (Малых, Килессо, 1954 ф).

Павловское (47) и Шилкинское (43) месторождения по аналогии с Екатерининским месторождением отнесены к категории непромышленных.

Спектротометрическое опробование установило в пределах района широкие площади, характеризующиеся содержаниями свинца в делювии от 0,01 до 0,008%. Повышенные концентрации свинца отмечаются на участках проявления золоторудной и молибденовой минерализации. Как указывалось выше, свинец в этих ореолах ассоциирует с мышьяком, медью, молибденом. Содержания свинца обычно составляют 0,01–0,05%, достигая иногда 0,3%. Такие ореолы фиксируются в бассейне левых притоков р. Чачи и на водоразделе последних с левыми притоками р. Шилки (2, 5, 20, 27, 49). Заслуживает внимания ореол рассеяния свинца, выявленный по среднему течению р. Кумы среди осадочно-эффузивных образований верхней юры — нижнего мела. Содержание свинца в делювии составляет здесь 0,01–0,05% (Евсеев, Петерскль, 1959).

Мышьяк

Как спутник золота и свинца мышьяк довольно часто встречается в рудах золотых и полиметаллических месторождений. Как уже отмечалось, содержание мышьяка в рудах Екатерининского полиметаллического месторождения составляет 2,12%, а подсчитанные запасы этого металла равны 12,7 тыс. т.

Широко распространен мышьяк в зоне развития кварцевых и кварц-турмалиновых жил на участке водораздела рвк Чачи и Шилки. Кварц-турмалин-арсенопиритовые жилы встречаются в северо-западной части этой зоны, в бассейне левых притоков р. Чачи — Борто, Буторья (3, 4). Содержание мышьяка в этих жилах меняется от 0,5 до 10%. Обычными спутниками мышьяка в них являются золото, медь, свинец. Кварцево-арсенопиритовые жилы известны в юго-восточной

части этой зоны, в бассейне р. Ушумун, где вместе с мышьяком, обычно ассоциируют золото, молибден и висмут (62, 57).

Особенно часто в этой зоне фиксируются литохимические ореолы рассеяния мышьяка (5, 2, 13, 22). Концентрации мышьяка в них обычно составляют 0,1–0,5%. Вместе с мышьяком в ореолах отмечаются свинец, медь, молибден, золото, иногда висмут и сурьма.

В западной части пришилkinsкой полосы, по данным спектрометрии, мышьяк в количестве 0,01–0,4% установлен в пределах ореола рассеяния титана, хрома, никеля и кобальта.

Мелкое проявление мышьяка в виде убогой вкрапленности арсенопирита в галенитосодержащей кварцевой жиле обнаружено по правобережью р. Шилки в устье пади Левина (102).

Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

В пределах площади листа известны коренные и россыпные проявления золота.

Коренные проявления представлены тремя типами: кварцево-золоторудным, турмалин-кварц-золоторудным и мышьяк-свинцово-серебряным с примесью золота. Проявления первых двух типов распространены в зоне Шилкинского глубинного разлома, где они пространственно связаны с малыми трещинными интрузиями годойского комплекса. Месторождения третьего типа представлены некоторыми полиметаллическими месторождениями Шилкинского-Заводской группы.

Кварцево-золоторудный тип оруденения установлен в пределах площади листа на двух участках. На участке Ушумунском (62), расположенном в верховьях р. Ушумун (левый приток р. Чачи), в 1959–1960 гг. выявлена и прослежена на 900 м рудная зона, представленная серией сближенных, часто ветвящихся, кварцевых жил с оруденелыми зонами дробления (Евсеев, Петерсель, 1961 ф). Простирание кварцевых жил северо-восточное, падение юго-западное под углом 55–85°. Суммарная мощность жил в зоне меняется от 0,35 до 3,35 м. Жилы сложены серовато-белым и молочным, реже серым халцедоновидным кварцем, содержащим вкрапленность шеелита, средне- и крупночешуйчатого молибденита, реже пирита, халькопирита и висмутита. По трещинкам и в редких пустотах выщелачивания наблюдаются железистые и молибденовые охры. Содержание золота в жилах, по данным пробирного анализа, колеблется от следов до 48,4 г/т; среднее содержание по зоне принято 6 г/т. Подсчитан-

ные запасы золота (при глубине оруденелой зоны 300 м) составляют около 7 т.

Рудная зона залегает в разгнейсованных диоритах каменноугольной интрузии. В северо-восточной части зоны отмечена дайка кварцевых диоритовых порфиров годойского комплекса, пространственно тесно связанная с кварцевыми жилами. На флангах рудной зоны размещены небольшие по площади штоки триасовых порфировидных гранодиоритов.

Породы, вмещающие рудные жилы, несут следы окколорудных изменений, проявляемые в окварцевании, каолинизации и ожелезнении. Обычно вблизи жил вмещающие породы сильно раздроблены и перетерты до песчано-глинистого материала, сцементированного железистыми охрами.

В пределах участка, в 700 м к северо-востоку от рудной зоны, вскрыты три кварцевые жилы мощностью от 0,2 до 1 м каждая. Среднее содержание золота по этим жилам составляет 0,4 г/т. В юго-западном направлении зона также не имеет заметных признаков выклинивания. Все эти данные позволяют заключить, что общая протяженность рудной зоны составит не менее 1500–2000 м. В этом случае прогнозные запасы золота по зоне с учетом уменьшения содержаний металла при выклинивании рудных тел достигнут 12 т (Евсеев, Петерсель, 1961 ф).

Следует также отметить, что в окрестностях Ушумунского месторождения, на водоразделе рек Топака-Дунаева вскрыта кварц-арсенопиритовая жила мощностью 0,5 м с содержанием золота 10–50 г/т; здесь же обнаружены многочисленные свалы кварца, часто с кондиционными содержаниями золота.

По данным спектрометрометрической съемки, на участке Ушумунского месторождения выявлен ореол рассеяния вольфрама (до 0,01%), меди (до 0,05%), висмута (0,001%), молибдена (0,001–0,002%).

Другой участок проявления кварцево-золоторудной минерализации расположен на левом берегу р. Чачи, ниже устья р. Борто (1). Здесь обнаружены кварцевые свалы, содержащие: золота – 1 г/т, мышьяка – 0,1%, висмута – 0,2% и серебра – 0,001% (Евсеев, Петерсель, 1961 ф).

Рудные тела турмалин-кварц-золоторудного типа распространены в полосе, непосредственно примыкающей к Шилкиному глубинному разлому. Пространственно они приурочены к триасовым порфировидным гранодиоритам Кара-Чачинского массива и Бугорьинского штока и вместе с тем обнаруживают структурную связь с дайковыми телами кварцевых диоритовых порфиров верхнеюрского комплекса.

В пределах отмеченной полосы выделяются два участка развития кварц-турмалиновых жил, несущих золоторудную минерализацию. На участке водораздела рек Чалбуча-Годой (I7) вскрыто 15 кварц-турмалиновых жил, большая часть которых характеризуется ничтожными содержаниями золота; лишь в отдельных пробах золото содержится в количестве от 0,2 до 4 г/т.

Более интересен участок, расположенный на водоразделе рек Борто - Бугорья (3, 4). Здесь установлена серия маломощных (0,3-0,7 м) жил кварц-турмалин-арсенопиритового состава, расположенных в зонах гидротермально измененных порфировидных гранитов. Содержание золота в жилах колеблется от 0,01 до 0,5 г/т; вместе с золотом присутствуют (в %): мышьяк (I-10) и медь (0,07-0,3). Гидротермально измененные породы заметно минерализованы; по данным пробирного анализа, содержание золота в них достигает 1 г/т.

Третий этап золотого оруденения связан с мышьяково-свинцово-серебряными рудами полиметаллических месторождений. По данным опробования, почти все руды месторождений Шилкинско-Заводской группы содержат золото в количестве от следов до 20,1 г/т (Малых, Килессо, 1954 ф).

Россыпное золото широко распространено в бассейне левых притоков р.Шилки, где известны мелкие промышленные россыпи, ныне отработанные и не имеющие промышленного значения. Одной из них является россыпь по р.Богача, входящая в Карийскую группу золотосыпных россыпей (24). По архивным данным, россыпь открыта в 1878 г. и за период эксплуатации доставила 2430 кг металла (Смирнов, 1933). Россыпь аллювиальная, долинная и террасовая. По состоянию на I/I 1952 г. запасы золота в россыпи по категориям A+B+C составляют 81,6 кг. Возможный прирост запасов оценивается в 800 кг при содержании золота 300 мг/м³ на массу (Ляхницкий и др., 1960 ф).

Другая, россыпь, по архивным данным, расположена по среднему течению р.Чалбучи (9). Россыпь аллювиальная, долинная; длина ее 4,5 км. За период эксплуатации россыпи добыто около 20 кг золота при содержании металла I-I,5 г/м³. В районе россыпи имеются золотосыпные кварц-турмалиновые жилы.

Более мелкие россыпи известны по долинам притоков р.Шилки (II, 60, 65, 54, 21, 76) и на высокой террасе левого берега р.Шилки (74,75). Все они характеризуются ничтожными размерами и незначительными содержаниями золота (200-500 мг/м³ на массу). Несколько подобных россыпей имеется в бассейне р.Газимур (II2, II3, II5, II7).

Редкие металлы

Олово

В районе известны россыпные и коренные проявления олова. Почти все они приурочены к юго-западной части района, обнаруживая пространственную, а для коренных проявлений и генетическую связь с триасовыми лейкократовыми гранитами Пологинского массива.

Россыпные проявления представлены одной промышленной россыпью и несколькими шлиховыми ореолами касситерита. Чичиканское россыпное месторождение (IO4) расположено по верхнему правому притоку р.Чичикан-пади Лобканиха. Головная часть россыпи состоит из трех струй, выходящих из вершины пади Лобканиха и ее двух распадков - Дальнего и Поперечного. Суммарная ширина этих струй достигает 100 м. Слившись, струи образуют единый поток, протягивающийся с перерывами на расстояние 3200 м. Оловоносными являются современные аллювиальные отложения, содержащие полезные горизонты песков мощностью I-3 м при глубине залегания до 5 м. Содержание касситерита в песках 0,26%. Касситерит представлен мелкими слабоокатанными зернами, имеющими короткостолбчатый призматический габитус. Совместно с ним присутствуют ильменит, шеелит, циркон, монацит, иногда базовисмутит и вольфрамит. На I/I 1946 г. запасы металлического олова в россыпи по категориям A+B+C составляли 51,017 т.

Образование россыпи связывается с разрушением многочисленных, но убогих по содержанию кварцево-касситеритовых жил и прожилков, развитых вблизи месторождения в экзоконтактной зоне массива лейкократовых гранитов.

По данным шлихового опробования устанавливается крупный ореол рассеяния касситерита (77), включающий участки нижнего и среднего течения р.Ералги и ее притоков, а также бассейны рек Кумыканды, Чичикана, Уктычи и Джерони (приток р.Боты). Шлихи, взятые из русловых и террасовых отложений этих рек, содержат мелкие, слабоокатанные или угловатые зерна касситерита в количестве от многих знаков до 0,003-0,004%. Другой шлиховой ореол рассеяния касситерита установлен в бассейне правого притока р.Удичи - Джеронь (99). Максимальные содержания касситерита здесь составляют 0,001%. Оба ореола территориально приурочены к Пологинскому массиву лейкократовых гранитов. Тесная связь оловоносных россыпей с этими гранитами доказывается, в частности,

тем, что в пределах второго ореола касситерит отмечается лишь в тех пробах, которые взяты по правым притокам р. Джерони, берущим начало на участке массива лейкократовых гранитов.

Коренные проявления касситерита известны вблизи Чичиканского россыпного месторождения. Все они (91, 93, 103, 105) представлены кварцевыми жилами и прожилками мощностью от 0,05 до 0,20 м, прослеженными на расстояние от 9 до 30 м. Касситерит в жилах присутствует в виде отдельных призматических кристаллов или агрегатных скоплений; длина кристаллов достигает 10 см, но чаще измеряется 2–5 см. Рудными минералами, сопровождающими касситерит, являются пирит, молибденит, сфалерит, галенит, лимонит; из нерудных минералов встречается турмалин. Содержание олова колеблется от 0,02 до 0,29%; содержание остальных металлов крайне низкое. Рудопоявления расположены в ближайшем экзоконтакте массива лейкократовых гранитов среди каменноугольных порфировидных гранитов, прорываемых дайками мелкозернистых биотитовых гранитов, аплитов и гранит-порфиров. Лейкократовые граниты в эндоконтактной зоне массива интенсивно грейзенизированы и местами турмалинизированы. Спектральный анализ лейкократовых гранитов из этой зоны отмечает в них наличие олова в количестве 0,01%.

Вольфрам

На территории района известно одно коренное проявление вольфрама, представленное маломощной (3–6 см) кварцевой жилой, залегающей в порфировидных гранитах каменноугольной интрузии на водоразделе рек Уктычи–Джеронь (94). Рудные минералы жилы представлены вольфрамитом, шеелитом, значительно реже халькопиритом и ковеллином. По данным химического анализа, содержание WO_3 равно 0,33–0,87%. В связи с незначительными масштабами оруденения жила не имеет практического значения.

Вблизи коренного проявления, по пади Грязной (95, 96, 97) установлен шлиховой ореол рассеяния вольфрамита (0,0001%), шеелита (0,0002%) и касситерита (0,0001%).

В целом для описываемого района отмечается повсеместное присутствие в шлихах шеелита в количестве единичных и редких знаков.

По данным спектрометрии фиксируется несколько ореолов рассеяния вольфрама (16, 63, 66). Содержания его в делювии колеблются от 0,003 до 0,05%, причем максимальные концентрации вольфрама приурочены к участкам развития кварцево-золоторудных жил (63).

Молибден

Известные в районе молибденовые проявления относятся к двум типам: турмалин-кварц-молибденитовому и кварц-молибденитовому. Проявления первого типа, подобно золоторудным месторождениям кварц-турмалиновой формации, приурочены к Кара-Чачинскому массиву порфировидных гранитов и обнаруживают при этом тесную пространственную и структурную связь с верхнеюрскими дайками диоритовых порфиров. Проявления кварц-молибденитового типа имеют более широкое площадное распространение, однако почти все они расположены на левобережье р. Шилки, в бассейне р. Чачи.

Из проявлений турмалин-кварц-молибденитового типа следует отметить Суховское проявление, расположенное в верховьях р. Чалбучи (8). Оно представлено тремя кварц-турмалиновыми жилами мощностью от 0,13 до 0,35 м, прослеженными на расстояние от 7,5 до 25 м. Основными минералами жил являются кварц и турмалин; нередко турмалин преобладает и кварц образует маломощные прожилки и включения неправильной формы. В качестве второстепенных минералов отмечаются пирит, молибденит, полевые шпаты. Молибденит образует мелкочешуйчатую рассеянную вкрапленность; содержание его в жиле достигает 0,5%, иногда 1%, но в среднем составляет 0,1–0,2%. По данным спектрозолотометрии в жилах имеется золото в количестве 0,01 г/т.

Остальные проявления первого типа (7, 10) представлены делювиальными свалами пород турмалино-кварцевого состава; содержание в них молибдена 0,09–0,4%, золота 0,8 г/т.

Проявления кварц-молибденитового типа (14, 6, 23, 59, 56, 67, 19, 89) представлены свалами кварца с убогой вкрапленностью молибденита и пирита. Относительно лучше других изучено Челенгуйское проявление (14), состоящее из кварцевой жилы мощностью 0,2 м. Из рудных минералов в жиле отмечены молибденит, пирит, арсенопирит и халькопирит. Содержание молибдена в ней 0,1%; свинца – 0,01%. Опробование кварца из остальных проявлений показало наличие в нем молибдена в количестве от 0,001 до 0,2%; свинца (0,02%), вольфрама (0,01%), меди (0,01%), золота (0,1 г/т) и серебра (2,6 г/т). В кварцевой жиле Кудеинского проявления (59) визуально отмечен арсенопирит.

В верховьях рек Кулумун–Чалбучи, по данным спектрометрии, установлено два ореола рассеяния молибдена (15, 20), где содержание его в делювии составляет 0,001–0,005%. Спутниками

молибдена является свинец (0,01–0,04%), медь (0,01–0,04%), мышьяк, вольфрам и серебро.

Бериллий

По данным спектрометрии, бериллий в количестве 0,002–0,003%, реже 0,01% устанавливается в отдельных точках на участке верхнего течения р.Боты и на водоразделе последней с р.Батакан. Участок характеризуется широким развитием пегматитов, приуроченных к гранитам каменноугольной интрузии (Мисник и др., 1956 ф.).

Ртуть

По данным шлихового опробования установлено два ореола рассеяния киновари. Один из них расположен в бассейне р.Чачи, где охватывает площадь около 310 км² (55). В пределах ореола киноварь встречается в шлихах в виде мелких (0,1 – 0,3 мм) полукатанных и угловатых зерен в количестве единичных и редких знаков. Проведенные на этом участке поисковые работы масштаба 1:50 000 подтверждали перспективность ореола на киноварь (Евсеев, Петерсель, 1961 ф.).

Другой ореол расположен в нижнем течении р.Боты, на участке ее правого притока – руч.Игодовка (71). Здесь на площади около 6 км² среди конгломератов и порфириров верхней кры – нижнего мела пробы из делювия показали знаковые и весовые содержания киновари (0,0002 – 1,034%). Зерна киновари отличаются хорошей окатанностью, реже они представлены ромбоэдрическими кристаллами; размеры зерен колеблются от 0,1 до 5 мм. Рентгеноспектральный анализ порфириров установил в них следы ртути.

По данным спектрометрии, повышенные концентрации ртути в делювии обнаружены на участке верхнего течения р.Чалбуча, в бассейне руч.Поворотный. Содержания ртути здесь достигают 0,001%; совместно с ней фторометрией установлен CaF_2 в количестве до 30% (Евсеев, Петерсель, 1961 ф.).

Сурьма, висмут

Рудопоявления сурьмы представлены кварц-антимонитовыми жилами, залегающими в мраморизованных известняках и доломитах Быстринской свиты или в гранитах каменноугольной интрузии. Жилы

контролируются либо крупными разрывными структурами Шилкинского глубинного разлома (Халаньинское проявление, 18), либо зонами "повышенной трещиноватости" (Чалбучинское, 37; Кабачихинское, 28; Топакинское, 109). Антимонит в жилах обычно полностью выщелочен или окислен с образованием валентинита, стибинита, сервантита. Содержание сурьмы в жилах обычно в среднем составляет 1–2%, изредка достигая 31,4% (Халаньинское проявление).

Промышленного значения рудопоявления не имеют из-за незначительных размеров жил и сильного выщелачивания в них антимонита.

Висмут не образует промышленно интересных проявлений, но играет важную роль как элемент-спутник, тесно связанный с кварц-золоторудной минерализацией. Его присутствие в количестве 0,001% установлено, по данным спектрометрии, в делювии вокруг рудных тел Ушумунского золотого месторождения (64).

Коренные проявления висмута представлены кварцевой жилой с убогой вкрапленностью висмутина и висмутита; жила залегает в каменноугольных гранитах по р.Покая (III). Содержание висмута в ней достигает 0,2%.

Редкие земли

Торий. Монацит в незначительных количествах (редкие знаки в шлихах) встречается почти повсеместно, но в повышенных концентрациях (многие знаки) фиксируется лишь в бассейне левых притоков р.Шилки – р.Калтыя и Угундай. Ортит в количестве единичных знаков установлен по р.Калтыя, а также по р.Чачи и ее притокам – рекам Бугорья, Инегири, Юкта. Торит (оранжит) также в единичных знаках обнаружен по рекам Калтыя, Уктыча, Халанья, Инегири, Юкта, Челенгуй. Образует корочки оранжевого цвета на ильмените. Малакон в единичных знаках получает развитие в бассейне р. Чачи и ее притоков, а также по рекам Уктыча, Калтыя, Угундай, Мангидай. Качественный спектральный анализ малакона показал наличие в нем редкоземельных и рассеянных металлов и урана (Мисник и др., 1957 ф.).

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Х и м и ч е с к о е с ы р ь е

Флюорит (химсырье)

Флюорит (химсырье) встречается в виде светлоокрашенных кристаллов до 1-4 см длиной и сплошных крупнозернистых агрегатов, выполняющих пустоты в кварцевых, иногда хальцедоновидных жилах, залегающих в каменноугольных и триасовых гранитах (86, 87, 100, 98, 110). По данным фторометрии, литохимические ореолы рассеяния CaF_2 установлены в верховьях р. Чалбучи (руч. Поворотный) и в бассейне р. Кумы. Содержание CaF_2 в делювии колеблется от 1 до 10%, достигая в отдельных точках 30%. Вместе с CaF_2 отмечаются проявления киновари и свинца (Евсеев, Петерсэль, 1959 г.).

СТРОИТЕЛЬНЫЕ, ОГНЕУПОРНЫЕ И ДРУГИЕ МАТЕРИАЛЫ

Г л и н и с т ы е п о р о д ы

Каолин

Каолин установлен в экзоконтактных зонах некоторых доломитических месторождений, где образован благодаря аргиллизации и каолинизации вмещающих оруденение карбонатных и эффузивных пород (34, 38, 44). Содержание глинозема в глинах колеблется от 0,8 до 2,5%. Некоторые проявления в прошлом разрабатывались населением (Белоглинское, 38).

П р о ч и е п о р о д ы

Минеральные краски

Минеральные краски в виде красновато-коричневых и желтых глин кремнисто-каолинового состава известны на левом берегу р. Шилки (№ 51, 70). Глины залегают слоями или гнездами в карбонатных породах быстринской свиты: площадь полезных толщ достигает 1 км², мощность слоев колеблется от 2 до 10 м. Глины обогащены железом и марганцем; содержание железа доходит до 10-15%. Проявления разрабатывались местным населением, в связи с чем они отнесены к категории промышленных месторождений.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЙОНА И РЕКОМЕНДАЦИИ

По результатам комплексных геологосъемочных и поисковых работ (Мисник, 1956-1958 г.; Евсеев, Петерсэль, 1958-1960 г.; Шадрин, 1960 г.) на территории района удастся наметить и приблизительно оконтурить ряд участков, перспективных на отдельные виды полезных ископаемых.

Т и т а н , х р о м , н и к е л ь , к о б а л ь т . Заслуживает внимания металлотермический ореол площадью около 150 км² в районе рек Джерол и Ненюка, где следует рекомендовать постановку спектрометаллотермических и шлиховых работ масштаба 1:25 000 в комплексе с магнитотермической съемкой. Последняя необходима для выявления и оконтуривания интрузивных залежей ультраосновных пород (αPz_2), с которыми генетически связаны проявления указанных металлов.

П о л и м е т а л л и ч е с к и е р у д ы . На полиметаллических месторождениях Шилкинского-Заводской, Мангидайской и Батаканской групп проведены поисково-ревизионные работы, давшие отрицательную оценку как отдельным месторождениям, так и всей площади их распространения. Эта оценка видимо справедлива, но только в применении к тем площадям, которые включают опосредованные участки, в большинстве своем сложенные нижнепалеозойскими карбонатными породами. Вместе с тем проведенные недавно тематические исследования показали, что полиметаллическое оруденение пришилкинской зоны пространственно тесно связано с верхнеюрскими эффузивами, приуроченными к разрывным структурам Борщевочного глубинного разлома (Ю.Ф. Мисник, 1960 г.).

Эти данные позволяют рекомендовать участки, сложенные верхнемезозойскими эффузивно-обломочными образованиями, для поисков полиметаллических руд. Особый интерес вызывает участок по правобережью р. Шилки, в районе пади Кума, где по данным спектрометаллотермии установлено присутствие свинца в делювии (Евсеев, Петерсэль, 1960 г.).

З о л о т о . Коренные проявления золота пространственно приурочены к зоне разрывных структур, входящих в систему Шилкинского глубинного разлома. Они представлены двумя промышленными типами оруденения: турмалин-кварц-золоторудным и кварц-золоторудным. Оруденение первого типа развито в северо-западной полосе зоны вблизи Шилкинского глубинного разлома, где получают распространение рудоносные кварц-турмалиновые жилы, парагенетически связанные с верхнеюрскими трещинными интрузиями годойского ком-

плекса. Золоторудная минерализация этого типа характеризуется наличием таких элементов-спутников, как свинец, мышьяк, медь, реже молибден; золото находится в виде изоморфной примеси в сульфидах и при шлиховой съемке не фиксируется.

Перспективным участком для поисков золоторудных тел кварц-турмалиновой формации следует считать район водораздела рек Бугорья-Халанья, где на площади 60 км² можно рекомендовать постановку геохимических (металлометрических и гидрохимических) поисков масштаба 1:10 000.

Оруденение второго типа развито в юго-восточной части зоны Шилкинского глубинного разлома; кварц-турмалиновые жилы здесь отсутствуют, на смену им приходят кварцевые жилы, содержащие свободное золото, молибден, висмут, вольфрам, иногда медь. Связь рудоносных жил с верхнеюрскими датками годойского комплекса проявляется заметно слабее. Первоочередными объектами для поисков золота этой формации являются фланги Ушумунского золоторудного месторождения (верхнее течение р. Ушумун и водоразделы ее с реками Ушумукан и Уктыча), где следует провести комплексные геохимические поиски масштаба 1:10 000. Перспективным является также район, расположенный к юго-западу от первого участка, в бассейне среднего течения рек Уктыча, Калтыя, Мангидай, где на площади около 100 км² целесообразно провести спектрометаллометрическое и гидрохимическое опробование в масштабе 1:25 000.

Проявления эпitherмальной золоторудной минерализации (балейского типа) в районе не обнаружены. Между тем признаки этого оруденения установлены на соседней территории (N-50-XXIX) в районе пос. Усть-Кара, где, по данным Ю.П. Евсеева и В.Х. Петерселя, отмечено широкое низкотемпературное окварцевание карбонатных пород быстринской свиты, сопровождаемое золоторудной, флюоритовой, баритовой, сурьмяной и свинцово-мышьяковой минерализацией. В шлихах, взятых на этом участке, обнаружено присутствие характерного тускло-желтого золота и халцедоновидного гребенчатого кварца. Подмечено, что повышенные содержания золота и сопровождавших его элементов-спутников приурочены к бортовым частям тектонических впадин, выполненных вулканогенно-обломочными образованиями устькарской свиты. В связи с этим, можно рекомендовать участки развития таких пород (Усть-Карская и Кумская депрессии) для детальных поисковых работ на низкотемпературное золото.

Для выполнения россыльных месторождений золота наиболее перспективными являются долины левых притоков Шилки — Богача и Чал-

буча, а также долина самой р. Шилки в интервале между этими реками.

Молибден. Проявления его, подобно золоторудным проявлениям, приурочены к зоне развития кварцевых и кварцево-турмалиновых жил, контролируемых разрывными структурами Шилкинского глубинного разлома. Известные рудопроявления молибдена крайне незначительны по размерам и практического значения не имеют. Заслуживает внимания участок водораздела левых притоков р. Шилки — Чалбучи и Годоя с реками Челенгуй, Юктой и Халаньей, где можно рекомендовать проведение спектрометаллометрического опробования масштаба 1:25 000. Для выявления других перспективных участков в отношении молибденовых руд необходимо предложить постановку металлометрической съемки масштаба 1:50 000 в западной части пришилкинской зоны (листы N-50-129-В и Г).

Олово, вольфрам. В пределах крупного по площади ореола рассеяния касситерита, выявленного по данным шлихового опробования в бассейне правых притоков р. Шилки, можно выделить следующие первоочередные участки для постановки шлиховой съемки масштаба 1:25 000: а) участок р. Кумыканды и нижнего течения р. Ералги (120 км²); б) участок рек Уктычи и Чичикана (180 км²); в) участок левых притоков р. Джеронь — рек Грязной и Черемкова (80 км²); г) участок среднего течения р. Ералги с притоками Левина и Чичиканской (100 км²). Шлиховую съемку масштаба 1:25 000 следует поставить также на участке ореола по р. Джероль Удычинская и ее правым притокам (30 км²).

С целью выявления перспективных участков на олово и вольфрам следует рекомендовать проведение шлиховой съемки масштаба 1:50 000 в бассейне верхнего течения р. Джерони Ботовской (листы N-50-141-Г и N-50-142-В).

Поиски коренных проявлений олова и вольфрама необходимо вести одновременно с проведением шлиховых работ. Особое внимание при этом следует уделять участкам экзоконтактов массивов и штоков триасовых лейкократовых гранитов, с которыми генетически связано оловянно-вольфрамовое оруденение.

Ртуть. Детальные поисковые работы масштаба 1:10 000 с применением спектрофотометрии необходимо провести на участке водораздела рек Халанья-Бугорья и на участке верхнего течения р. Боты (падь Игодовка). Оба участка характеризуются крайне благоприятной структурно-геологической обстановкой — первый из них располагается непосредственно в зоне Шилкинского глубинного разлома, второй участок приурочен к оперяющим разрывным структурам Борщевочного глубинного разлома. Кроме того, на обоих участках

имеются прямые признаки наличия ртути в виде шлиховых ореолов киновари и литохимических ореолов рассеяния ртути и свинца.

Спектрортутометрическую съемку масштаба 1:25 000 можно рекомендовать на участке руч. Поворотного (верхнее течение р. Чалбу-чи).

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Специальные гидрогеологические исследования на территории района не проводились, поэтому описание подземных вод дается по материалам геологосъемочных работ. Подземные воды по условиям залегания могут быть отнесены к пластовым и трещинным.

Пластовые воды имеют наибольшее развитие в аллювиальных отложениях речных долин. Водоупорным горизонтом для них служат скальные породы и скованные многолетней мерзлотой рыхлые отложения. Мощность водоносного слоя обычно не превышает нескольких метров, а на склонах долин северной экспозиции, где глубина деятельного слоя особенно мала, составляет 1-2 м. Только в долинах крупных рек водовмещающие аллювиальные отложения достаточно мощные и достигают первых десятков метров.

Питание пластовых вод осуществляется за счет поверхностных водотоков, атмосферных осадков и трещинных вод. Особенно тесная зависимость вод от атмосферных осадков проявляется в зоне аэрации и выражается в появлении в дождливые периоды верховодки, широко развитой в делювиально-элювиальных отложениях на склонах и вершинах хребтов. С деятельностью надмерзлотных пластовых вод связано образование крупных заболоченных участков по долинам рек.

Источники, питаемые пластовыми водами, имеют сезонное действие и обычно встречаются ближе к верховьям рек у склонов долин.

Межмерзлотные и подмерзлотные воды характеризуются постоянным режимом и проявляются в образовании наледей и гидролакколитов.

Трещинные воды. В скальных, практически водонепроницаемых породах, циркуляция вод происходит по многочисленным трещинам, возникшим в результате тектонических движений и выветривания. Насыщенность трещинными водами различных литологических комплексов неравномерная; она зависит от тектонической обстановки, степени трещиноватости и глубины развития эффективной трещиноватости, ниже которой трещины затухают и водоносность пород резко снижается.

По степени водообильности могут быть выделены водовмещающие комплексы: 1) нижнекембрийские карбонатные породы; 2) синийские и палеозойские осадочно-метаморфические образования; 3) палеозойские и мезозойские интрузивные породы; 4) юрские и меловые осадочные и вулканогенные образования.

Широко развитие в районе интрузивные образования пронизаны густой сетью многочисленных трещин и отличаются весьма высокой водообильностью. Выходы источников приурочены большей частью к основаниям южных склонов долин, тогда как на склонах северной экспозиции трещинные воды скованы многолетней мерзлотой. Нередко граниты водоносны даже на высоких вершинах, где другие комплексы практически безводны. Дебит источников, вытекавших из трещин в гранитах, составляет 0,2 - 1,5 л/сек (Шадрин, Носырев, 1961 г.). Из прочих водовмещающих комплексов высокой водообильностью отличаются нижнепалеозойские метаморфические сланцы и карбонатные породы. Повышенная водообильность последних связана с явлениями карста, благодаря которым воды уходят на большую глубину (скважина на склоне г. Екатеринка встретила воду на глубине 260 м).

Воды всех перечисленных комплексов по своим физико-химическим свойствам очень сходны между собой: они чистые, приятные на вкус, без запаха и осадка, средней мягкости. Питание трещинных вод происходит за счет атмосферных осадков. Тип минерализации - гидрокарбонатно-кальциевый. Воды с повышенной свинцово-цинковой минерализацией установлены по речкам Ниж. и Верхн. Угундай, ручьям Лучинкина и Балагурина и по р. Боты. Минеральные источники в районе не известны.

Существующее водоснабжение населенных пунктов основано на использовании вод рек Шилки, Газимура и их крупных притоков.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

Горжевский Д.И., Лазько Е.М. Монголо-Охотский глубинный разлом. ДАН СССР, т. 137, № 5, 1961.

Козереико В.Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья, Изд. Львовск. гос. ун-та, 1956.

Кормилицын В.С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья. "Сов. геология", № 11, 1959.

Красный Л.И. Монголо-Охотская геосинклинальная

область и ее место в структуре Восточной Азии. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.

Красный Л.И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Мат. ВСЕГЕИ, нов.сер., вып.37, 1960.

Падалка Г.Л. К вопросу о рудоносных интрузиях Восточного Забайкалья. ДАН СССР, т. XLV, № 8, 1944.

Падалка Г.Л. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.

Смирнов С.С. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья, Тр.ВГРО, вып.327, 1933.

Смирнов С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья, 1944.

Флоренсов Н.А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв.АН СССР, сер.геол., № 2, 1948.

Фондовая х/

Иванов Б.А. К геологии юго-восточного склона Шилкинского хребта (район левобережья р.Шилки от Сретенска до Усть-Карска). 1936.

Козеренко В.Н. Геологическое строение и особенности металлогении юго-восточной части Восточного Забайкалья. 1954.

Леонов Н.И., Емельянов И.Я. Окончательный отчет о геологоразведочных работах Усть-Карской партии на "Звездином" олово-вольфрамовом месторождении в скарнах за 1950-1951 гг. 1952.

Мисник Ю.Ф. Отчет о работах на тему: "Стратиграфия пермских и нижнемезозойских отложений в пределах листов N-50-XXXIV и N-50-XXXIII. 1959.

Мисник Ю.Ф., Головченко Н.Г. и др. Информационный отчет по теме "Геология и металлогения северо-восточной части Восточного Забайкалья и западной части Верхнего Приамурья (о тематических работах в 1960 г.) 1961.

Муратова И.И. Геологическое строение района Шилкино-Заводской группы месторождения, 1950. 1955.

х/Хранится в фондах Читинского территориального геологического управления.

Падалка Г.Л., Марочкин Н.И. О геологии молибденовых месторождений Восточного Забайкалья. 1945.

Постников Л.Н. Геолого-промышленный отчет по работам Усть-Карийской - Нижне-Газимурской партий в нижней части бассейна р.Газимур и правобережье р.Шилки за 1941-1943 гг. 1944.

Синица С.М., Колтун Л.И., Турчинов И.А. Геологическое строение района среднего течения рек Газимура и Будымкана, 1956.

Тихомиров И.Н., Красильщиков А.А. Информационный отчет о контрольно-уязвочных маршрутах и тематических исследованиях, проведенных Газимуро-Заводской партией в 1957 г. в пределах листа M-50-У. 1958.

Тихомиров И.Н. Структурно-петрологические особенности гранитоидных массивов амуджикано-шахтаминского комплекса (отчет о работе Сретенской партии в 1959-1960 гг.). 1961.

Шенфиль В.И., Чицкис И.Д., Смирнов В.В. Геологическое строение северной части листа N-50-XXXIV (отчет Сретенской геологосъемочной партии по работам 1960 г.). 1961.

Приложение I

СПИСОК
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год состав- ления или изда- ния	Местона- хождение материа- ла, его фондовый № или ме- сто изда- ния ^{х/}
1	2	3	4	5
1	Андрудук В.Л.	Геологопромышленный отчет по геологоразведочным работам Шилкинского приискового управления за 1941 и 1942 гг.	1942	№ 2835
2	Бельская Г.Н., Московская Л.И.	Отчет по работам Дмитриевской геологопоисковой партии за 1953 г.	1953	№ 7203
3		Геологический отчет Читинского геологического управления за 1957 г.	1958	№ 8471
4		Геологический отчет Читинского геологического управления о геологических работах за 1958 г.	1959	№ 8982
5	Евсеев Ю.П., Петерсэль В.Х.	Отчет о результатах поисковых работ Усть-Карской комплексной партии в Сре-тенском районе Читинской области за 1960 г.	1961	№ 9849

^{х/} Рукописные материалы хранятся в фондах Читинского геологического управления.

1	2	3	4	5
6	Евсеев Ю.П., Петерсэль В.Х.	Отчет о результатах гео-химических и геофизических работ Усть-Карской комплексной партии в Сре-тенском и Могочинском районах Чи-тинской области за 1958-1959 гг.	1960	№ 9486
7	Здановский В.И.	Геолого-промышленный отчет Уктычинского поисково-разведочного отряда Шил-кинского приискового управления за 1939 г.	1939	№ 868
8	Здановский В.И.	Геолого-промышленный отчет о поисково-разведочных работах Калтыканского от-ряда Шилкинского прииско-вого управления за 1940 г.	1940	№ 869
9	Здановский В.И., Скоморох А.И.	Отчет о поисковых работах Шилкинской поисково-раз-ведочной партии за 1938 г.	1939	№ 867
10	Здухов А.С.	Геолого-промышленный от-чет Шилкинского прииско-вого управления за 1944-1945 гг.	1945	№ 862
11	Здухов А.С.	Полевой отчет Березов-ской геологоразведочной партии по зимним работам 1944-1945 гг.		
12	Золотухин В.И.	Отчет Луканской партии о результатах поисково-ревизионных работ на не-рудное подсобное сырье для черной металлургии, проведенных в Усть-Карском	1955	№ 7698

1	2	3	4	5
		и Сретенском районах Читинской области в 1955 г.		
13	Коцких Ф.С., Подситник А.А.	Отчет о геологосъемочных и поисковых работах Чалбучинской геологопоисковой партии за 1941 г.	1942	№ 785
14	Красильников Н.И.	Полевой отчет о работе Удычинской поисковой партии за 1943 г.	1943	№ 1065
15	Куликов Ю.А.	Полевой отчет Фирсовского поискового отряда Шилкинской геологоразведочной партии за 1938 г.	1939	№ 1081
16.	Куликов Ю.А., Иванов Т.С., Коцких Ф.С.	Отчет о работе Карийской геологопоисковой партии за 1942 г.	1943	№ 1086
17.	Левин Г.П.	Отчет о работе Ботовской поисковой партии Восточно-Забайкальской экспедиции за 1944 г.	1944	№ 941
18	Левин Г.П.	Отчет о поисково-разведочных работах Ботовской партии Восточно-Забайкальской экспедиции на Джеронь-Уктычинском участке (правобережья р.Шилки) 1943-1944 гг.	1945	№ 942
19	Ляхницкий В.И. и др.	Пояснительная записка и кадастры к карте золотоносности Читинской области	1960	№ 116/1
20	Малых В.С., Килессо Л.Т.	Отчет о работах Приаргунской поисково-опробова-	1955	№ 7562

1	2	3	4	5
		тельской партии за 1954г.		
21	Мезенцев Э.К.	Геолого-экономическое описание Усть-Карско-Могочинского золотоносного района	1954	№ 7848
22	Мелиоранский В.А.	Сведения о работах Култуминско-Шилкинской партии в 1927-1928 гг.	1928	№ 6076
23	Минеев И.К.	Отчет о работе Газимурской геологопоисковой партии за 1938 г.	1939	№ 2162
24	Мисник Ю.Ф., Марковский В.И., Рубцов Ю.Д.	Отчет о геологических исследованиях и в районе междуречья Шилки и Газимура	1957	№ 8193
25	Мисник Ю.Ф., Рубцов Ю.Д.	Отчет по контрольно-уязвочным маршрутам в пределах листа N-50-XXXV (лево-бережье р.Шилки и северо-восточная часть правобережья) за 1957 г.	1958	№ 8692
26	Ноздрин П.И., Иванова Т.С.	Геологическое строение левобережья р.Газимур (р.Курюмдикан-Талакан). Окончательный отчет по работам Газимурской поисково-съемочной партии за 1941 г.	1942	№ 2838
27	Ноздрин П.И.	Полевой отчет Газимурской геологопоисковой партии ВСТУ за полевой период 1941 г.	1941	№ 2839

1	2	3	4	5
28	Ноздрин П.И., Иванова Т.С.	Отчет о работе Ушмунской геологопоисковой партии на вольфрам в 1942-1943 гг.	1944	№ 2842
29	Огородникова В.И.	Отчет о разведке Екатерининского месторождения с подсчетом запасов по состоянию данных на 1-ое августа 1953 г.	1953	№ 7260
30	Орсоев А.А.	Отчет по обследованию минеральных красок в окрестностях Шилкинского завода в 1936 г.	1936	№ 2901
31		Паспорт месторождения Чичиканского с россыпями по п.Лобканиха, Дальнему, р.Чичикан, распадку Поперечному и др.	1946, 1947, 1952	№ 6545
32	Ридер Э.Р.	Отчет о работе Шилкинской поисково-ревизионной партии за 1951-1953 гг.	1955	№ 7260
33	Ридер Э.Р.	Промежуточный отчет по ревизионным работам Култуминской поисково-ревизионной партии за 1955-1956 гг.	1956	№ 7988
34	Робачевский В.Е.	Оловоносные россыпи в Сретенском районе Восточного Забайкалья. Объяснительная записка к подсчету запасов Шилкинского оловоприискового управления.	1940	№ 1756

1	2	3	4	5
35	Смирнов С.С.	Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья	1938	Государственное научно-техническое горно-геологическое нефтяное издательство Ленинград, Москва, Новосибирск
36	Соловьева Л.П., Куликов Ю.А.	Отчет о работе Карийской геологоразведочной партии на молибденит за 1943-1944 гг.	1945	№ 1087
37	Чинакаев Ф.К.	Геолого-промышленный отчет о работах Ералгинского поисково-разведочного отряда Шилкинского приискового управления за 1939 г.	1939	№ 3052
38	Шадрин А.И., Носырев В.П.	Отчет по поисково-съемочным работам масштаба 1:50 000, проведенным на водоразделе рек Шилка-Чача Богочинской ГСП в 1960 г. (листы N-50-129-A, Б)	1961	№ 9812

Приложение 2

СПИСОК
ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-50-XXXU КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное, Р-россыпное)	Номер использованного материала по списку (прилож. I)
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Благородные металлы					
Золото					
24	I-3	Богачинское	Отработано	Р	19, 21
74	III-I	руч.Приемный	То же	Р	19
62	II-2	Ушмунское	Законсервировано	К	5
9	I-2	Чалбучинское	Отработано	Р	19
75	III-I	Шилкинское	То же	Р	19
Редкие металлы					
Олово					
104	IY-2	Чичиканское	Законсервировано	Р	I,7,10, 15,31,34
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Минеральные краски					
51	I-3	Улегиценское	Отработано	К	13, 30
70	II-3	Чалбучинское	То же	К	13, 30

Приложение 3

СПИСОК
НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-50-XXXU КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения (вид полезного ископаемого)	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное, Р-россыпное)	Номер использованного материала по списку (прилож. I)
I	2	3	4	5	6
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Цветные металлы					
Полиметаллические руды					
36	I-3	Екатерининское	Отработано	К	35,29,22
47	I-3	Павловское	То же	К	35,32, 11,22
43	I-3	Шилкинское	"	К	35,32,22
Мышьяк					
38	I-3	Екатерининское	"	К	32,29
Благородные металлы					
Золото					
35	I-3	Екатерининское	"	К	20,29,19
11	I-2	Челенгуйское	Законсервировано	Р	19
32	I-3	Чалбучинское	То же	Р	2,19
50	I-3	Улейгичинское	"	Р	19
53	I-4	Берейское	"	Р	19
54	II-I	Киргинская Чача	"	Р	19
65	II-2	Кулумунское	"	Р	19
73	II-3	Мангидайское	Отработано	Р	19
76	III-I	Аксеновское	То же	Р	19
112	IY-3	Покаинское	"	Р	19

1	2	3	4	5	6
113	IY-3	Талаканское	Законсервировано	P	I9
115	IY-4	Шивинское	То же	P	I9
117	IX-4	Ушмунское Гарджигуя	"	P	I9
Олово					
78	III-I	Нижнеералгинское I	Законсервировано	P	37,9,15
79	III-I	Нижнеералгинское II	То же	P	37,9,15
80	III-I	Нижнеералгинское III	"	P	37,9,15
81	III-I	Нижнеералгинское IV	"	P	37,9,15, 26
84	III-I	Нижнеералгинское V	"	P	37,9,15, 26
82	III-I	Дальнекарпашихинское I	"	P	15,9,26
83	III-I	Дальнекарпашихинское II	"	P	15,9,26
85	III-I	Широкинское нижнее	"	P	37,9,15
88	III-I	Широкинское верхнее	"	P	37,9,15
95	III-2	Грязное верхнее	"	P	17,18, 26,28
96	III-2	Грязное среднее	"	P	17,18, 26,28
97	III-2	Грязное нижнее	"	P	17,18, 26,28
107	IY-2	Черемковское верхнее	"	P	37,7,17
108	IY-2	Черемковское среднее	"	P	37,7,17

СПИСОК

ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ
N-50-XXXU КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. I)
1	2	3	4	5
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
Титан				
57	П-I	Бассейн рек Джо-рол и Ненюка	Металлометрический ореол рассеяния площадью около 150 км с содержанием в делювии титана 0,5-1%, хрома 0,01-0,05%, никеля и кобальта 0,001-0,01%	25
58	П-I	Солончаковое	Повышенные содержания титана в делювии (2-3%) на участке площадью 10 км ²	25
Цветные металлы				
Полиметаллические руды				
26	I-3	Богачинское (Богачинский рудник)	Жила бурых лимонитов мощностью до 0,5 м с содержанием свинца 2,26% и цинка 0,19% в зоне дробленных лимонитизированных известняков, прослеженной на 180 м при ширине 25 м. Содержание свинца в оруденелых	35,32,20

1	2	3	4	5
			известняках 0,47%	
25	I-3	Богачинское (новый участок)	Зона сильно лимонитизированных известняков и охр мощностью до 100 м с содержанием свинца 1,78% и цинка 0,63%	32
29	I-3	Константиновское	Гнездовые тела неправильной формы и жилы мощностью до 0,5 м лимонитов, лимонитизированных известняков и охр с содержанием свинца 0,58-14,69%, цинка 0,55-1,80%, золота до 2,8 г/т	35,32, 20
46	I-3	Павловское (западный склон горы)	Участок лимонитовых охр с содержанием свинца 0,07-0,47 и цинка 0,12-2,4%	32
45	I-3	Безымянное по левому склону р.Чалбуча	Гнездовое тело окварцованных лимонитов с незначительным содержанием свинца, цинка, меди	23
40	I-3	Вершина пади Покойная	Участок (60 х 50 м) лимонитовых охр и лимонитизированных известняков с содержанием свинца до 0,27% и цинка до 0,24%	32
30	I-3	Тиганское	Две жилы (0,25-1,0 м мощностью) лимонитовых охр с содержанием свинца до 0,88%, цинка до 0,8% и золота до 2,8 г/т	35,32, 20,23
39	I-3	Безымянное (шурф на правой стороне ручья	Многочисленные лимонитовые прожилки в известняках . Опробовались на	35,22 23

1	2	3	4	5
		Лургиканского)	золото (0,5 г/т). В ХУШ в. добыто 0,5 т руды	
52	I-3	Халиинское	Две зоны лимонитовых охр и лимонитов мощностью 1-10 м с содержанием свинца до 0,88%, цинка до 0,34%	32
12	I-2	Челенгуйское	Три жилы и серия прожилков лимонитов мощностью 0,03-1,2 м с содержанием свинца 0,20-23,8% и золота до 3,9 г/т. В ХУШ в. добыто 38 т руды	35,32, 16,20
31	I-3	Екатерининское (северный фланг)	Зона лимонитовых охр и лимонитов шириной 50-200 м с содержанием свинца до 1,15% и цинка до 0,52%	32
41	I-3	Шилкинское	Два участка развития лимонитовых охр и сильно лимонитизированных известняков с содержанием свинца до 1,5% и цинка до 0,52% добыто 255 т руды	32
68	П-2	Второй-Мангидай- ский прииск	Две жилы кремнисто-лимонитовых пород с рассеянной вкрапленностью галенита, пирита и гематита мощностью 1,5-25 см с содержанием свинца 0,06-1,64% (иногда до 23,8%) и цинка 0,24-0,4%. В ХУШ в. добыто 96 т руды	32
69	П-2	Третье-Манги- дайское	Две кварцево-лимонитовые жилы мощностью до 1,5 см	35,32

1	2	3	4	5
			с содержанием свинца до 0,21%. В ХУШ в. добыто 1 т руды	
61	П-1	Верхне- и Нижне-Уктычинское	Кварцевые жилы с лимонитовыми охрами мощностью 2-11 см с содержанием свинца 1,25-3,75% и серебра 65-260 г/т	35
114	1У-4	Батаканские прииски № 1 и 2	Жилки и гнездовые тела лимонитовых охр с содержанием свинца 5-10% и серебра 180-780 г/т	3,33
116	1У-4	Ушмунское	Кварцевые жилки с охрами лимонитов и вкрапленностью крупнокристаллического галенита мощностью 0,3-0,8 м и с содержанием свинца 1,5-2,0% (местами до 30%)	3
101	1У-1	р. Левина	Кварцевая жила мощностью 0,5 м с редкой вкрапленностью галенита, арсенопирита и пирита. Не опробовалась	15
92	Ш-2	р. Лобканиха, верховье р. Чичикан	То же	24
2	1-1	Водораздел рек Бугорья и Халанья	Металлометрический ореол рассеяния на площади около 2,5 км ² с содержанием свинца в делювии 0,01-0,3%	5
90	Ш-2	р. Барыкай	Металлометрический ореол рассеяния на площади 10 км ² с содержанием цинка в делювии 0,01-0,03%	24

1	2	3	4	5
27	1-3	р. Яричная	Металлометрический ореол рассеяния площадью 6 км ² с содержанием свинца в делювии 0,04%	4
49	1-3	р. Годой	Металлометрический ореол рассеяния площадью 4 км ² с содержанием свинца в делювии 0,04-1%	4
72	П-3	р. Кума	Металлометрический ореол рассеяния свинца с содержанием 0,01-0,05%	5
60	П-1	Мышьяк Кудеинское	Десять кварцевых жилок мощностью 20-25 см с вкрапленностью молибденита и арсенопирита. Не опробовались.	8
102	1У-1	Падь Левина	Кварцевая жила мощностью 0,5 м с рассеянной вкрапленностью галенита, арсенопирита, пирита. Не опробовалась	15
13	1-2	рч. Кислый Ключ	Металлометрический ореол на площади 1,5 км ² с содержанием в делювии мышьяка 0,4%, свинца и меди 0,04%	
22	1-2	Водораздел рек Джерон и Халанья	Металлометрический ореол рассеяния на площади 5 км ² с содержанием мышьяка в делювии 0,4%	4
5	1-1	Водораздел рек Барто и Бугорья	Металлометрический ореол рассеяния с содержанием в делювии мышьяка 0,01-0,3%, свинца 0,01-0,03%, меди 0,01-0,2%	5

1	2	3	4	5
		Благородные металлы		
		Золото		
17	I-2	Водораздел рек Чалбуча и Годой	15 кварц-турмалиновых жил и жиллок мощностью 0,2-5,0 м с содержанием золота от "следов" до 4 г/т	2,21, 12,19
42	I-3	Шилкинское	В полиметаллических рудах месторождения золото содержится в количестве от "следов" до 5,2 г/т	19,20
48	I-3	Павловское	В полиметаллических рудах месторождения золото содержится в количестве до 0,4 г/т.	5
3	I-I	Водораздел р.Борто и Поперечного	Серия мелких жиллок кварц-турмалинового состава мощностью 0,5-3 см с содержанием золота 0,05-1 г/т	5
4	I-I	Водораздел рек Борто и Бугорья в вершине рч. Поперечного	Три кварц-турмалиновых жилы мощностью 0,3-0,75 м с содержанием золота до 0,5 г/т, мышьяка I-10%, меди 0,07-0,3% и четыре зоны дробленных гидротермально измененных гранитоидных пород, содержащих золота 0,02-1 г/т, мышьяка 0,05-10% и меди 0,01-0,5%	5
I	I-I	р.Боринская Чача, ниже устья р.Борто	Свалы кварца с содержанием золота 1 г/т, мышьяка 0,1%, висмута 0,2%, серебра 0,001%.	5
21	I-2	Р.Годой, в 10 км от устья	Золотоносный пласт с содержанием золота от знаков до 1850 мг/м ³	19

1	2	3	4	5
		Редкие металлы		
		Олово		
91	III-2	Белореченское	Кварц-касситеритовая жила мощностью 0,1-0,2 м и серия жиллок, содержащие олово в количестве 0,29%	7,34, I, 8,31
105	III-2	Вершина ручьев Дальнего и Поперечного	Пять жил (мощностью до 40 см) и серия мелких жиллок кварцево-касситеритового состава с содержанием олова 0,02-0,03%.	1,34,31, 7,10,8
103	IV-2	Августовский участок	Кварцево-касситеритовая жила мощностью 0,15-0,25 м. Не опробовалась	1,7,8, 31
93	III-2	Титовский участок	Свалы кварца с вкрапленностью касситерита. Не опробовались	1,7,8, 31
106	IV-2	Падь Черемково	Повышенные содержания касситерита в шлихах из русловых проб (до 0,004%). Здесь же свалы кварца с мелкой вкрапленностью касситерита. Свалы не опробовались	37,7,17
77	III-I	Реки Уктыча, Чичикан и Ералга	Шлиховой ореол с повышенным содержанием касситерита в русловых пробах (от десятков знаков до 0,0002%)	1,7,13 34,10, 24,37, 15
99	IV-I	Реки Джеронь и Черный Колок (система р.Удичи)	Ореол рассеяния. Повышенные содержания касситерита в шлихах из русловых проб (до 0,001%)	14
94	III-2	Вольфрам Водораздел падей Джерони и Уктычи	Кварцевая жилка, мощностью 3-6 см с вкрапленностью вольфрамита, шеелита, халько-	17,18, 26

I	2	3	4	5
			пирита и ковеллина. Здесь же свалы кварца, со- держащие WO_3 - 0,3-0,9%, олова 0,01-0,02% и висму- та 0,0002-0,6%	
66	П-2	Руч. Мангидай- ский	Металлометрический ореол рассеяния на площади 4 км ² с содержаниями в делювии вольфрама (0,001-0,05%), свинца и молибдена (0,003- -0,009%)	4
63	Ш-2	Верховье р. Ушмун	Металлометрический ореол рас- сеяния на площади 3,5 км ² с содержаниями в делювии воль- фрама 0,01-0,05%	4
16	И-2	Верховья рек Годой и Чалбуча	Металлометрический ореол рас- сеяния на площади около 60 км ² с содержаниями в де- лювии вольфрама 0,005- 0,009%	6
8	И-2	Молибден Суховское	Три кварц-турмалиновые жилы мощностью 0,13-0,35 м с со- держаниями молибдена до 0,5%	16,36
7	И-2	Чалбучинское	Свалы кварц-турмалиновой по- роды с содержанием молибдена 0,4% и серебра 0,8 г/т	36
10	И-2	Поворотное	Свалы кварц-турмалиновой по- роды с содержанием молибде- на 0,04-0,08%	16
14	И-2	Челенгуйское	Кварцевая жила мощностью 0,2 м с редкой вкрапленностью молибденита, пирита, арсенопи-	16

I	2	3	4	5
			рита и халькопирита. Не опробовалась	
23	И-2	Кулумунское	Свалы кварца с убогой вкрапленностью молибденита и пирита. Не опробовались	16
6	И-И	р. Борто	То же	16
59	П-И	Кудеинское	10 кварцевых жил мощностью 20-25 см с вкрапленностью молибденита, арсенопирита и пирита. Не опробовались	15,9
15	И-2	Верховье рек Кулумун, Годой, Чал- буча	Металлометрический ореол на площади 55 км ² с содержания- ми в делювии молибдена (0,001-0,005%), свинца (0,01- 0,04%), меди (0,01-0,04%)	38
56	П-И	Киргинское	Свалы кварца с убогой вкрап- ленностью молибденита и пи- рита. Не опробовались	16
67	П-2	р. Калтыя	То же	16
19	И-2	Водораздел рек Юкта и Халанья	"	25
89	Ш-2	р. Такова	"	7
20	И-2	Водораздел рек Верхний Кулумун-Годой	Металлометрический ореол на площади 7 км ² с содержанием в делювии молибдена (0,001- 0,01%), свинца (0,005-1,0%) и меди (0,01-0,09%)	4
55	П-И	Ртуть Бассейн р. Чачи	Шлиховой ореол рассеяния с содержаниями киновари в рус- ловых пробах в количестве единичных и редких знаков	16,24, 25

1	2	3	4	5
71	П-3	Руч.Игодовка	Шлиховой ореол рассеяния площадью 6 км ² с содержанием киновари в русловых и террасовых пробах от единичных знаков до 1,04%	25
37	I-3	Сурьма Чалбучинское	Зона окварцованных сильно брекчированных мраморов мощностью до 23 м с многочисленными пустотами от выщелоченных кристаллов антимонита. На глубине 8-10 м в мраморах сохранились кристаллы антимонита. Содержание сурьмы в этой части зоны 13,5%	13
28	I-3	Кабачихинское	Зона окварцованных лимонитизированных мраморов с пустотами от выщелоченного антимонита. В окрах установлены свинец, мышьяк, медь - десятые доли %; цинк, никель - сотые доли %; олово, молибден, галлий - тысячные доли %	13
18	I-2	Халаньинское	Кварцево-антимонитовая жила мощностью 0,15 м с содержанием сурьмы 31,4%	16,36
109	IV-2	Падь Топака	Две кварцево-антимонитовые жилки мощностью 7-10 см с содержанием сурьмы 1,3-2,6%	27,28
III	IV-3	Висмут р.Покая	Кварцевая жила мощностью 30-40 см с содержанием висмута 0,2%	26

1	2	3	4	5
64	П-2	Падь Ушумун, левый приток р.Чачи	Металлометрический ореол рассеяния на площади около 2 км ² с содержанием висмута в делювии 0,001%	6
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Х и м и ч е с к о е с ы р ь е				
Флюорит (химсырье)				
87	III-I	Падь Широкая	Свалы мраморов с гнездами и линзами кристаллического цветного флюорита (кристаллы 2-3 см длиной). Не опробованы	37
86	III-I	Падь Верхне-Дыроватая	Свалы халцедоновидного и кристаллического кварца с гнездами прозрачного и цветного флюорита. Не опробовались	7
100	IV-I	Падь Чичиканская	То же	24
110	IV-2	Верховья р.Бугунда	Жила халцедоновидного кварца мощностью 10-25 см с линзами и гнездами кристаллического прозрачного и цветного флюорита. Не опробовалась	26
98	III-3	Среднее течение р.Боты	То же	24
СТРОИТЕЛЬНЫЕ, ОГНЕУПОРНЫЕ И ДРУГИЕ МАТЕРИАЛЫ				
Г л и н и с т ы е п о р о д ы				
Каолин				
34	I-3	Екатерининское	Каолиновые глины, образованные при каолинизации туфобрекчий	34,30, 12

1	2	3	4	5
			и порфиров верхней юры	
44	I-3	Павловское	То же	I2
38	I-3	Белоглинское	"	I2

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	5
Интрузивные образования	29
Тектоника	50
Геоморфология	60
Полезные ископаемые	63
Подземные воды	80
Литература	81
Приложения	84