

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ РСФСР
ЧИТИНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Экз. № 227

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200000

СЕРИЯ ВОСТОЧНО-ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ

Лист М-50-П

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
26 мая 1960 г., протокол № 23

Составитель М. И. Тулохонов
Редактор С. А. Музылев



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1962

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-50-11 расположена в пределах Шилкинского и Могойтуйского районов Читинской области и ограничена $115^{\circ}00' - 116^{\circ}00'$ в. д. и $51^{\circ}20' - 52^{\circ}00'$ с. ш.

Физико-географическая характеристика. В пределы площади данного листа входит небольшая часть Агинской степи, северо-восточные отроги Могойтуйского и северо-западный склон Борщовочного хребтов с абсолютными отметками 850—1024 м. Относительные превышения составляют 280—350 м, лишь в редких случаях достигая 500 м.

Северо-западная и центральная части района, а также правобережье р. Онон затеажены, остальная площадь лесостепная или чисто степная.

На описываемой территории сливаются рр. Ингода и Онон, образующие начало Шилки. Эти реки являются крупными водными артериями не только для данного района, но и для всего Центрального Забайкалья. На Ингоде, Ононе и в верховье р. Шилки возможно судоходство на мелких судах, кроме того, по ним происходит сплав леса.

Климат района резко континентальный. Зима холодная и безветренная, лето жаркое и короткое. Годовые колебания температуры достигают 90° (от -50° до $+40^{\circ}$), суточные 42° (в апреле). Среднегодовая температура отрицательная (минус $1,5 - 3,5^{\circ}$). Количество осадков распределяется неравномерно и не превышает 260 мм в год. Большая часть их (более 60%) приходится на летнее время.

Район заселен довольно равномерно. Центральную часть территории с запада на восток пересекает железная дорога, вдоль которой расположены станции Савино, Зубарево, Размахино, Солнцево, Онон, Казаново и др. По р. Онон расположены села Усть-Теленгуй, Усть-Ага, Кироча, Саман, Чирон и Усть-Онон; в степной части — села Зугалай, Хара-Шибир и Цаган-Олуй; по левобережью р. Ингода — села Верхняя Талача, Байцетуй, Дальняя Кия, Богомыжково, Кокуй-Комогорцево и др. Кроме указанных населенных пунктов, в центральной части района находится крупный рудник Первомайский, курорт Шиванда, села Завитая, Унэнкер и др.

Население занято главным образом в сельском хозяйстве, имеющем животноводческий (овцеводческий) уклон, остальная часть на руднике Первомайский и на железнодорожном транспорте.

Историю геологических исследований и работ в этой территории можно разделить на два этапа: дореволюционный и советский.

Из работ дореволюционного периода следует упомянуть маршрутные исследования А. П. Герасимова, проводившиеся в связи с постройкой Сибирской железной дороги. Другие работы того времени, связанные с поисками золотых россыпей и драгоценных камней, преследовали сугубо практический интерес.

Советский период характеризуется широким размахом геологических и поисковых работ. С 1925 г. началось систематическое изучение Восточного Забайкалья большой группой работников Геологического комитета под руководством М. М. Тетяева.

В 1928 г. в бассейне нижних течений Ингоды и Онона геологические работы в масштабе 1:200 000 проводились Ю. М. Шейнманом, в 1929 г. — М. М. Тетяевым на Ингоданском водоразделе.

В последующие годы геологические и тематические работы проводят Н. А. Флоренцов (1934 г.), С. С. Кряжев (1934 г.), С. П. Ершов (1934 г.), И. С. Валицкая (1936 г.), Г. П. Никитин, (А. М. Кузьмин (1937 г.), И. Д. Михайлов, И. К. Минеев (1938—1939 гг.), П. Г. Белик, В. П. Маслов и А. Д. Зиновкин (1940 г.), А. А. Якжин и М. Д. Игнатов (1941 г.), Л. М. Орлова и А. В. Устюжанина (1950 г.), Д. Ф. Маслениников (1952 г.), Н. В. Кужелева и Н. С. Богомолов, Н. П. Михно, А. А. Тимофеев, А. С. Голиков (1935 г.), М. И. Тулохонов, П. И. Тарабанько и др. (1955—1957 гг.).

В результате этих работ были открыты Барун-Шивейское вольфрамовое месторождение* (С. П. Смеловский, 1951 г.), Жипхошинское сурьмяное месторождение (М. И. Тулохонов и П. И. Тарабанько, 1957 г.); Байцегуйское (Е. И. Тищенко, 1957 г.) россыльное месторождение золота и ряд мелких россылей олова (Можаровский М. С., 1937 г.). В этот же период разведывались Луковогорское коренное месторождение олова (В. И. Быков, 1952—1954 гг.), Бульктинское сурьмяное (В. А. Трифонов, 1952 г.) и Завитинское литиевое месторождение (П. П. Змановский, 1951—1956 гг.).

Несмотря на то что к началу картографических работ более половины территории листа было обеспечено геологической основой масштаба 1:200 000, для составления геологической карты потребовалось проведение дополнительных геоло-

* Месторождение находится в стадии разведки.

съемочных работ на всех заснятых ранее площадях, за исключением левобережья р. Онгода, заснятого И. С. Валицкой в масштабе 1:100 000, не считая почти всей восточной половины площади листа, которая впервые (1955—1956 гг.) покрывалась геологической съемкой в масштабе 1:200 000.

Предлагаемая геологическая карта и карта полезных ископаемых является результатом трехлетних работ коллектива Усть-Ононской партии. Автор выражает искреннюю признательность Тарабанько П. И., Лаврову М. М., Свириденко Л. П., Окуневу В. И. и другим товарищам, принимавшим непосредственное участие в полевых и камеральных работах.

СТРАТИГРАФИЯ

НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОИ?

Кулиндинская свита (Pz₁? kl)

Отложения кулиндинской свиты широко развиты на юго-востоке территории листа. Небольшое поле этих образований имеется на левобережье Ингоды между с. Закамень и ст. Заканово.

Кулиндинская свита повсеместно согласно перекрывается нижнеононской подсвитой. На описываемой площади обнажается лишь верхняя часть данной свиты, а основная часть разреза находится за пределами площади листа.

Наиболее полно породы кулиндинской свиты обнажены в бассейне Даргатуя, где они представлены в основном парасланцами и отчасти ортосланцами. Последние залегают в виде отдельных выклинивающихся горизонтов и сравнительно маломощных линз.

В верховье пади Даргатуя разрез свиты начинается с темных, иногда почти черных, филитоподобных сильноплойчатых сланцев с тонкоплитчатой и листоватой отдельностью. Стратиграфически выше они постепенно сменяются зеленовато-серыми хлорит-серцит-кварцевыми сланцами, переслаивающимися с кварц-хлорит-серцитовыми сланцами. Для этих сланцев характерна лепидогранобластовая и гранобластовая структура, сланцеватая, интенсивно плойчатая текстура. Они пронизаны довольно густой сетью кварцевых прожилок. В отдельных местах эти сланцы сильно окремнены и тогда приобретают зеленосланцеватый оттенок. Нередко встречаются горизонты сланцев с хорошо выраженной blastosammitовой структурой. В них часто наблюдаются раздавленные и вытянутые по сланцеватости зерна кварца и полевых шпатов и размером до 2 мм с заметными следами окатанности. Такие сланцы обычно тонкоплитчатые и неплойчатые.

На правом берегу р. Аги, напротив с. Цаган-Олуй, среди сланцев обнажаются пласты белых мраморов (мраморизован-

ных известняков) мощностью до 0,5 м. Мраморы полосчатые, крупнозернистые с прослойками сланцев. Здесь отчетливо наблюдается полное совпадение слоистости со сланцеватостью. Мощность пачки сланцев с мраморами 40—50 м.

Выше залегает пласт светло-серого кварцита мощностью около 5 м.

Описанные породы прослеживаются по простиранию на восток, причём в бассейне пади Загдаши среди них появляются линзовидные горизонты зеленых сильно рассланцованных ортопород (?) часто с плойчатой текстурой — эпидот-кварцевых, эпидот-актинолит-кварцевых, эпидот-серцит-роговообманковых, роговообманковых сланцев и амфиболитов. Далее к северовостоку (в низовьях Аги) количество ортосланцев увеличивается.

В составе их главную роль играют: актинолит, призматически вытянутые зерна роговой обманки, листочки мусковита, чешуйки серцита, минералы группы эпидота и хлорита и др. Подчиненное значение имеют плагиоклазы, биотит, рудные минералы, сфен и др.

Часто наблюдаются реликты вкрапленников плагиоклазов и другие структурные признаки исходных пород, которые в сочетании с их составом позволяют предполагать, что значительная часть зеленокаменных пород образована за счет эффузивных пород, близких к андезитам.

В верхних горизонтах кулиндинской свиты повсеместно преобладают хлорит-амфиболовые и эпидотовые сланцы (особенно хорошо это наблюдается на левом берегу Аги в районе с. Цаган-Олуя) с подчиненными прослоями серцит-хлоритовых, кварц-серцит-хлоритовых и других филлитовидных сланцев. Эти сланцы зеленые, неплойчатые с брусчатой отдельностью.

На правом берегу Онона, в районе с. Усть-Теленгуй, широко развиты амфиболиты, которые ниже по течению реки, быстро сменяясь зеленокаменными породами типа хлорит-эпидотовых, эпидот-кварцевых и роговообманковых сланцев, вместе с амфиболитами образуют полосу, близкую к меридиональному простиранию. Между амфиболитами и зеленокаменными породами наблюдаются совершенно постепенные (незаметные) переходы. Среди зеленокаменных пород встречаются маломощные (0,5—2,5 м, реже более) прослои филлитовидных сланцев, которые вниз по течению реки начинают постепенно преобладать в разрезе.

В кулиндинской свите, как и в ононской, органических остатков не обнаружено. На сопредельных площадях они также неизвестны. Поэтому обоснование возраста описываемых образований встречает серьезные затруднения. Ввиду того, что кулиндинская и ононская свиты связаны между собой совершенно постепенными переходами, общее обоснование их возраста дается в конце описания верхнеононской подсвиты.

СИЛУРИЙСКАЯ (?) СИСТЕМА

Ононская свита

Ононская свита подразделяется на две согласно залегающие подсвиты (снизу):

1) нижняя подсвита — филлитовидные сланцы, песчаники, прослои и линзы перекристаллизованных известняков и эффузивов. Мощность 1000—1100 м;

2) верхняя подсвита — кварцево-сланцевые и другие сильно метаморфизованные парасланцы с редкими прослоями кварцитов. Мощность 1000—1200 м.

Ниже ононская подсвита (*S?on₁*) прослеживается в виде сравнительно узкой (5—8 км) полосы от низовьев Барун-Шивей до с. Чирон и, после небольшого перерыва, далее на левобережье Ингоды до пади Сватковая. На всем этом протяжении она согласно контактирует как с подстилающей кулиндинской свитой, так и с перекрывающей верхнеононской подсвитой. Нижнеононская подсвита распространена также на крайнем запад-юго-западе района, где она слагает обширное поле, имеющее на востоке тектонический контакт с пермскими и верхнеононскими образованиями, а на севере с резким несогласием перекрывающееся нижнепермскими отложениями. Наиболее полно разрез подсвиты обнажен по левому борту долины р. Онон между устьями Аги и Кангила.

В целом подсвита необычайно литологически разнообразна. Изредка наблюдается присутствие немногочисленных прослоев и линз перекристаллизованных известняков, кварцитов и зеленокаменных пород.

В основании разреза залегает пачка серых и темно-серых кварц-серцитовых, хлорит-серцит-кварцевых плотных филлитовидных сланцев с немногочисленными прослоями (до 0,3 м) сильно перекристаллизованного известняка. Структура сланцев в большинстве случаев гранолепидобластовая с реликтами алевропсаммитовой. В сланцах почти отсутствует плойчатость. Мощность пачки сильно изменяется из-за частей фациальных замещений одних пород другими, но она редко превышает 50—60 м.

Выше по разрезу появляются гранат-кварцевые микросланцы, залегающие в виде линз мощностью от 1—1,5 до 15—25 м. Протяженность отдельных линз достигает 200 м и более. Количество граната в породе нередко достигает 2—5%. Указанные сланцы обычно переслаиваются с кварцево-сланцевыми и полевошпат-кварцево-сланцевыми сланцами.

В средней части разреза подсвиты (особенно хорошо это прослеживается на водоразделе пади Зун-Корестуй и р. Аги) появляется горизонт эпидот-кремнистых и эпидот-кремнисто-актинолитовых сланцев. В сланцах выделяются полосы, состоящие исключительно из игольчатых, ориентированных в одном

направлении зерен актинолита, подчиненного количества кремнезема и примесей эпидота и хлорита. Структура* этих полос фибробластовая. Указанный горизонт состоит из нескольких слоев мощностью от 2 до 15 м эпидот-кремнистых и эпидот-актинолитовых сланцев, переслаивающихся со слюдисто-кварцевыми и серицит-кварцевыми филлитовидными сланцами.

Стратиграфически выше по разрезу отмечаются пласты мраморизованных известняков (мраморов) мощностью от 0,1—0,6 до 15—25 м, редко более. Наиболее мощные пласты известняков встречаются в районе сел Хара-Шибир и Кироча. Известняки белые, крупнозернистые, массивные, сильно пережаты известняковыми примесью. Зерна кальцита изометричные, часто с расщепленными контурами; хорошо выражена спайность и двойниковое строение. Изредка наблюдаются реликты первичной тонкозернистой структуры.

Выше залегает толща перемежающихся кварц-серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых, глинисто-серицитовых и кварцевослюдистых сланцев мощностью 350—400 м. Все перечисленные породы связаны между собой взаимопереходами, наблюдаемыми в многочисленных обнажениях по Онону, Барун-Коргуту и др.

Разрез заканчивается горизонтом кварцево-серицитовых и кварцево-слюдистых сланцев с пластами перекристаллизованного известняка мощностью от 0,2 до 1,2 м, хорошо наблюдаемыми в береговом обрыве Онона, в устье рч. Кангил. Количество пластов здесь достигает десяти. Мощность горизонта 100—150 м. О протяженности пластов судить трудно, так как водораздел Кангила и Аги покрыт четвертичными отложениями значительной мощности.

На описанном горизонте согласно залегает верхнеононская подсвита.

В разных частях описываемой подсвиты встречаются мало-мощные (до 1,5—2,5 м) выклинивающиеся слои кварцито-сланцев и кварцитов, связанных между собой постепенным переходом. В кварцито-сланцах количество биотита нередко достигает 7—8%.

При движении на запад-юго-запад в разрезе подсвиты увеличивается роль метаморфизованных песчаников алевропсаммитовой и псаммитовой структуры, нередко с элементами катаклической. Эти песчаники доминируют в низах подсвиты, а выше преобладают филлитовидные сланцы.

Верхнеононская подсвита (S^{on_2}) прослеживается в виде полосы северо-восточного простирания от низовья пади Барун-Шивея до с. Чирон. В среднем течении Кангила, к северу от полосы выходов этой подсвиты, отходит сильно разветвленный «залив» этих отложений. Изолированные выходы их имеются среди пермских образований в бассейне Тутхалту,

у с. Номоконова, у рудника Первомайского и на левобережье Ингоды, в бассейне нижнего течения Булыкты. Повсеместно верхнеононская подсвита залегает согласно на нижнеононской и резко несогласно перекрывается пермскими отложениями.

Плохая обнаженность и сложная дислоцированность верхнеононской подсвиты не позволили дать полного ее описания. К тому же она литологически довольно однообразна и сильно метаморфизована. Подсвита сложена метаморфическими сланцами, образовавшимися в основном за счет песчаноглинистых пород. В сланцах наряду с мелкой складчатостью наблюдается макро- и микроплойчатость. Преобладающими породами являются светло-зеленые слюдисто-кварцевые сланцы с четко выраженной сланцеватостью и пойчатостью.

Среди них встречаются серицит-кварцевые, мусковит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые и другие сланцы. Во всех разновидностях сланцев основную роль (до 60—90%) играет кварц. В меньшем количестве содержится серицит, мусковит, биотит и сфен. Реже встречаются пирит, кальцит, сфен, турмалин, апатит и плагиоклаз. В сланцах хорошо выражена гранулоблестовая, нередко с реликтами псаммитовой.

В сланцах хорошо выделяются существенно кварцевые полосы шириной от 0,5 до 2 м и больше, разделенные более узкими полосками, обогащенными серицитом, хлоритом и другими цветными минералами. Эта полосчатость создает впечатление тонкой слоистости. Однако часто наблюдается линзовидное выклинивание кварцевых «прослоек» и непосредственная связь их с секущими кварцевыми прожилками, которые густо сеть пронизывают породу.

Довольно часто встречаются кварц-хлорит-серицитовые и кварц-серицитовые сланцы, отличающиеся от вышеописанных большим содержанием хлорита и серицита.

Все названные породы связаны между собой частыми взаимопереходами, наблюдаемыми на очень коротких расстояниях.

В верхах подсвиты, по пади Багазая и в среднем течении Кангила, встречаются отдельные горизонты мощностью до 20—25 м зеленовато-серых толстоплитчатых сланцев, содержащих значительное (до 10%) количество кальцита. По простиранию подобные горизонты, как правило, быстро замещаются слюдисто-кварцевыми сланцами. Структура их лепидогранобластовая с хорошо выраженными реликтами псаммитовой структуры. Текстура сланцеватая, причем без признаков пойчатости, столь характерной для остальных пород верхнеононской подсвиты. Необходимо отметить, что в этих сланцах повсюду содержатся (до 1%) рассеянные кристаллы пирита до 5 мм в поперечнике.

В некоторых местах сланцы заметно обогащаются эпидотом, хлоритом и актинолитом, но не имеют ясных реликтов исход-

ной породы. Они, по-видимому, образовались за счет маломощных линз эффузивов, на что указывают формы залегания этих сланцев.

Повсеместно в разрезе подслиты встречаются слои мощностью до 3—5 м кремнистых сланцев, обычно густо пронизанные прожилками кварца. Кремнистые сланцы почти нацело сложены кварцем. Структура их микрогранобластовая.

В средней части разреза подслиты имеются прослои и горизонты кварцитов мощностью до 30—50 м.

Наиболее мощный (до 50 м) горизонт кварцитов прослежен на водоразделе падей Барун-Шивей и Зугалай, где с ним связано Барун-Шивейское вольфрамовое месторождение. Дальше к востоку этот горизонт прослежен с перерывами до горы Зун-Челота (14 км). Горизонт состоит из ряда кварцитовых пластов мощностью до 10 м, переслаивающихся с хлорит-серпичит-кварцевыми сланцами.

Кварциты светло-серые, массивные или рассланцованные, сложены почти нацело гранулированным кварцем. Структура гранобластовая с реликтами псаммитовой, текстура сланцеватая, местами полосчатая, причем полосчатость является следствием первоначальной слоистости. В кварцитах горы Зун-Челота наблюдались окислы марганца, приуроченные к отдельным прослоям, а также наблюдающиеся в виде прожилков и натеков по трещинам.

На водоразделе падей Зугалай и Берея встречаются довольно мощные (до 2 м) кварцевые жилы, сильно рассланцованные и трудно отличимые по составу и структуре от кварцитов.

Однообразие состава подслиты редко нарушается присутствием залежей изверженных пород мощностью 1—2 м. Эти пластовые залежи (пади Чирон, Кангил и др.) представлены кварцевыми порфирами, реже порфиритами и диабазами.

Вопрос о возрасте ононской и кулиндинской свит следует считать дискуссионным. Обычная интерпретация возраста указанных свит основывалась на находках нижекаменноугольной фауны в Борзинском районе, где эти отложения подстилаются мощной толщей пород, близких по составу ононским образованиям. На этом основании многие исследователи считали, ононскую свиту девонской и указывали, что она может быть час-

точно отнесена и к силуре.

В начале 1958 г. нами были получены данные микропалео-фитологического анализа четырех проб, выполненных старшим научным сотрудником ВНИИМИ Б. В. Тимофеевым. В пробах установлены следующие виды спор: *Leiligoitrites nitidus* Tim., *L. minutissimus* (Naum.) Tim., *L. crassus* (Naum.) Tim., *Trachyloigoitrites planus* Tim., *T. minutus* (Naum.) Tim., *T. laminarius* Tim., *Platoleiosphaeridium* sp., *Mycteroligoitrites mormoratus* Tim., *Stenozonoligoitrites sonolov*

Tim. *Acanthodiaerodum* sp. (?), *Mycteroligoitrites* sp., *T. incrasatus* (Naum.) Tim., *Stenozonoligoitrites validus* Tim.

Б. В. Тимофеев отмечает, что указанные споры свидетельствуют о нижнепалеозойском возрасте отложений. В связи с тем, что ононская свита к югу от описываемой территории согласно перекрыта палеонтологически охарактеризованными отложениями девона, данной свите, так же как и лежащей ниже кулиндинской, некоторыми исследователями приписывается силурийский возраст. Эти данные подтверждаются сопоставлением обеих свит с палеонтологически охарактеризованными толщами силура сопредельных с юга районов Восточной Монголии и рядом соображений о составе реликтов водорослевых остатков, не обнаруживающих сходства с синийскими и кембрийскими комплексами водорослей Сибири. Несмотря на это все данные о силурийском возрасте обеих свит недостаточно убедительны и требуют дополнительной проверки. Некоторые исследователи продолжают считать эти образования нижнепалеозойскими или даже протерозойскими.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Средний — верхний отделы

Отложения, относимые нами к девонской системе, известны лишь в бассейне падей Чандоне-Кундуй и Свинцовой.

Девонские отложения прослеживаются среди прорывающих их усть-теленгуйских гранодиоритов в виде полосы шириной 4—6 км, ориентированной в северо-восточном направлении.

Отложения девона собраны в систему складок северо-восточного простирания.

Отсутствие стратиграфических контактов как с более древними, так и с молодыми образованиями чрезвычайно затрудняет решение ряда важных вопросов стратиграфии девонских отложений.

Литологический состав девонских отложений довольно разнообразен. Они представлены часто перемежающимися песчаниками и сланцами. В нижней части свиты доминируют песчаники, а в верхах заметно преобладают сланцы. Мощности песчаников и сланцев варьируют от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Для свиты характерны взаимопереходы песчаников через алевропесчаники в алевролиты и об- ратно. Подобные взаимопереходы можно наблюдать в любой части разреза.

Песчаники мелко- и среднезернистые, серые, серо-зеленые и темно-серые, кварцевые, реже аркозовые и полимиктовые. Структура их псаммитовая и алевропсаммитовая, нередко с элементами бластеза. Цемент преимущественно серпичит-кварцевый и биогит-кварцевый. Сланцы алевролитовые, алевропели-

товые и пелитовые; по составу — кремнистые, слюдисто-кремнистые и кремнисто-углистые.

Девонские отложения, по сравнению с породами ононской свиты, характеризуются относительно слабым метаморфизмом, но в контакте с гранодиоритами песчаники и глинистые сланцы превращены в узловатые дистеновые и силлиманито-дистеновые, а ближе к интрузии — в силлиманитовые сланцы.

Видимая мощность девонских отложений 400—450 м.

В алевролитах и алевропесчаниках обнаружены ископаемые остатки брахиопод, криноидей и мшанок.

Среди собранной фауны Е. А. Модзалевской, Р. С. Елтышевой и О. Ф. Лазуткиной установлены: *Microspirifer* cf. *micronatus* (Сопг.); *Dalmanella*(?) sp.; *Mediospirifer* aff. *andaculus* (Сопг.); *Strophodontia* sp.; *Microspirifer* cf. *angustus* Hall; *Leptaena rhomboidalis* Wilck; *Phacops* sp.; *Hexacrinus* ex gr. *tamillatus*; *H. biconcavus* Jelt.; *Pentagonopentagonalis* ex gr. *Floreus* sp. nov.; *Pentagonocyclicus* cf. *radialis* sp. nov.; *Fistulipora* sp.; *Reteporina* sp.; *Fenestella* sp.; *Kemitrypa* sp.; *Semicoscinium* ex gr. *altschedaticum* Nesch.

По мнению Е. А. Модзалевской и В. А. Амантова, слои, вмещающие указанные остатки фауны, могут быть датированы как верхи живетского — низы франского яруса девона.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения занимают шестую часть территории листа. Повсеместно они залегают с резким угловым несогласием на ононской свите и приурочены к довольно крупным син-клинальным структурам.

Пермские отложения представлены алевролитами и поли-миктовыми песчаниками с очень редкими прослоями алевро-тистых аргиллитов, вулканических туфов и известняков. В них содержатся также отдельные слои и линзы конгломератов. Три горизонта конгломератов, нижний из которых является базальным, наиболее выдержаны по простиранию и служат маркирующими горизонтами. Вся толща пермских отложений расчленена на три свиты: чиронскую, унгадйскую и береинскую.

Собранный из разных частей пермского разреза богатый фаунистический материал был изучен сотрудником ВСЕГЕИ М. В. Куликовым, который подтвердил ранее установленный возраст чиронской и унгадйской свит и высказал глубокое убеждение о принадлежности береинской свиты к верхней перми, тем самым впервые в Восточном Забайкалье достоверно на основании фауны выделив верхнепермские осадки.

Лучше всего разрез изучен по пади Берея (от с. Бильчир до устья Эбыр-Хунды), где последовательно обнажена вся толща пермских пород.

Нижний отдел

Отложения, относящиеся к нижней перми, пользуются значительным распространением по сравнению с верхнепермскими; они делятся на две свиты (чиронскую и унгадйскую), разделенные горизонтом внутриформационных конгломератов. Наряду с большим сходством названные свиты имеют и отличительные признаки. Так, для унгадйской свиты характерно наличие редких прослоев зеленых туфов, а для чиронской — присутствие известковистых песчаников и отдельных маломощных слоев песчаных известняков.

Чиронская свита (P₁сr) залегают с резким угловым несогласием на породах ононской свиты. Она начинается с базального горизонта, который довольно четко разделяется на две части. Нижняя часть представлена гравийными конгломератами, состоящими больше чем наполовину из угловатых обломков (размером до 10 см) хлорит-серпичит-кварцевых и других сланцев ононской свиты, а также слабо окатанных галек жильного кварца, кварцита и других кварцевых расщепленных пород. Песчано-слюдястый цемент выполняет промежутки и мелкие поры между обломками.

В конгломератах содержатся прослои грязно-зеленых сильнослюдястых алевролитов, слюдисто-кварцевых песчаников и гравелитов мощностью до 1 м и больше.

Нижняя часть базального горизонта характеризуется: а) резким изменением ее мощности от нуля (в 0,6 км к северу от с. Бильчир) до 35 м (в верховьях Агуин-Хатехим); б) частичными замещениями конгломеркчи песчаниками и алевролитами, содержащими только отдельные прослои мелкообломочных брекчий с гравием и гравелитов.

Верхняя часть базального горизонта сложена гравийно-галечными конгломератами с валунами. Валуны, галька и гравий хорошо окатаны и представлены кварцевыми порфирами, кварцитами, кварцем и кремнистыми породами. В конгломератах встречаются прослои кварцевых известковистых песчаников и пудлингов.

В правом борту пади Унгадй в верхней части базального горизонта встречен прослой темно-серого крупнозернистого песчанистого известняка мощностью 0,8 м с обломками раковин брахиопод, иглокожих, мшанок и фораминифер. Мощность этой части базального горизонта также часто и быстро изменяется от 2—5 до 25 м.

На базальных конгломератах залегают горизонт плотных зеленато-серых полимиктовых слюдястых песчаников, близких к аркозовым. Среди них имеются прослои крупно-, средне-мелкозернистых песчаников. В некоторых прослоях песчаников часто встречаются вытянутые обломки темно-серых алевропелитовых пород длиной до 1 см, ориентированные по слоисто-

сти. В верхней части этого горизонта встречаются отдельные маломощные (до 0,5 м) прослои крупнозернистых песчаников, содержащих кварцевый гравий (до 10%), чешуйки зеленых сланцев и обильную фауну брахиопод, стебли морских лилий, мшанок и др. По простиранию наблюдается изменение мощности описанного горизонта в пределах 30—80 м и частичное замещение песчаников алевролитами.

Выше идет мощная (700 м) пачка алевролитов с песчаниками. Алевролиты очень плотные с бугристым или близким к раковистому излому, слюдистые темно-серого и зеленоватого серого цвета. В большинстве случаев алевролиты содержат примесь туфового материала. В цементирующей массе их развиты новообразования кварца, кальцита, серицита и хлорита, возникшие вследствие преобразования глинистого и вулканогенного (пеллового) материала. В алевролитах наблюдается микрослоистость, обусловленная первичной ориентировкой удлиненных обломочных зерен и наличием микрослоек мощностью до 2 мм, иногда линзообразных. В таких случаях в алевролитах заметна косая слоистость.

Среди алевролитов залегают отдельные пласти мощностью до 3 м и даже до 30 м песчаников с прослоями алевролитов. Песчанники от крупнозернистых до тонкозернистых, иногда с косой слоистостью, серого и зеленовато-серого цвета, слюдистые, полимиктовые (от аркозов до граувакк). Сложены они, как правило, слабо окатанными или совершенно неокатанными обломками серицитизированных и пелитизированных полевых шпатов, кварца, андезитовых порфиров, кварцевых порфиров и листочками хлоритизированного биотита, в меньшем количестве обломками туфов, глинисто-алевролитовых пород, углинстого вещества, слюдисто-кварцевых сланцев и пород гранитного состава. В средней части описываемой пачки пород встречаются пласти мощностью до 2 м серых крупно- и среднезернистых известковистых песчаников с большим количеством обломков раковин.

По всей мощности пачки, как в алевролитах, так и между сближенными пластами песчаников, встречаются маломощные (до 40 см) прослои темно-серых, почти черных, плотных, тонко-рассланцованных аргиллитов с примесью углистого вещества, в которых глинистый материал подвергся довольно сильному преобразованию с выделением кварца, серицита, хлорита и карбоната. Наблюдаются линзообразно выклинивающиеся пласты конгломератов, аналогичных базальным, мощностью до 5—6 м; прослой гравелитов с обломками зеленых сланцев, которые в свою очередь содержат тонкие (5—40 см) прослойки органогенно-обломочных песчаных известняков.

Разрез чиронской свиты заканчивается темно-серыми мелкозернистыми песчаниками мощностью до 150 м. Для них характерны бугристый излом, волнистые трещины отдельности и

присутствие большого количества вытянутых (до 2 см) обломков углисто-глинистого состава. Песчанники в основном представлены угловатыми, часто вытянутыми, игольчатыми обломками кварца и полевых шпатов. Возможна примесь туфогенного материала. Встречаются листочки измененного биотита с выделениями рудного минерала. В цементирующей, заметно измененной глинистой массе значительную роль играют микрoзернистые скопления карбоната. Наблюдается микрослоистая текстура. Самая верхняя часть горизонта мощностью 15 м представлена зеленовато-серыми слюдистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов.

Как указывалось выше, отложения чиронской свиты в разных горизонтах содержат довольно обильную нижнепермскую фауну: *Martinia* (*Martiniopsis*) *darwiniformis* Eino g., *Spirifer* (*Neospirifer*) cf. *profasciger* Masl., *Spirifer* (*Neospirifer*) cf. *subfasciger* Lich., *Spirifer* (*Cyrtospirifer*) cf. *kharaulakhensis* Frecks., *Pseudosyrinx kolytaensis* Tolm., *Chonetes paracortex* Masl., *Aviculopecten* cf. *pterinoides* Masl., *A. circularis* Masl., *A. tschironensis* Masl. Кроме того, Д. Ф. Масленников описал из отложений чиронской свиты следующие виды, также указывающие на их нижнепермский возраст: *Derbia regularis* Wa g., *Chonetes* cf. *alata* Stuck., *Ch. variolata* O r b., *Athyris* (*Actinocoelochus*) *planosulcata* Phill., *Dielasma truncatum* Wa g., *Aviculopecten punctatus* Reed. Значительную часть комплекса фауны чиронской свиты составляют местные виды, пока еще не встреченные за пределами Забайкалья, хотя, как отмечает М. В. Куликов, ряд форм известен из нижней перми других районов СССР и зарубежных стран.

По мнению М. В. Куликова, фауна, по-видимому, не древнее артинской.

Мощность чиронской свиты изменяется от 400 (низовые Чирон) до 900 м (бассейн Береи).

Унгадэйская свита (*P_{1un}*) залегают согласно на чиронской и начинается конгломератами, переслаивающимися с песчаниками и алевролитами.

На водоразделе Береи и Жипкоши строение этой части разреза следующее:

1. Гравийные конгломераты, состоящие из галек (5%) и гравия (20%), хорошо окатанных и представленных кварцевыми порфирами, кварцем, кварцитами и др. Размер гальки до 3 см. Цемент песчаный с обломками зеленовато-серых алевролитов из чиронской свиты размером до 0,5 см 1,4 м
2. Переслаивание серых разномзернистых песчаников и алевролитов. Песчанники полимиктовые, слюдистые (2—3%), состоящие из плохо окатанных обломков кварца, довольно свежего полевых шпата, эффузивных и осадочных (глинистых) пород. Обломочные зерна очень плотно упакованы. Между ними зажаты деформированные листочки биотита. Алевролиты зеленовато-серые, слюдистые 2,8 "
3. Конгломераты, аналогичные слою «1» 0,9 "

4. Зеленовато-серые полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов 6,2 м
5. Конгломераты, аналогичные слою «1». Гальки в них 30%, гра-
вия 20—25%. Размер гальки до 5 см. Содержатся обломки алевро-
литов (10—15%) размером до 4 см в длину. Цемент песчаный. Встре-
чаются прослой с фауной 4,7 "
6. Грубозернистый песчаник с мелкой хорошо окатанной галь-
кой и гравием 0,9 "
7. Конгломераты с валунами размером до 20 см 23 "
8. Массивные среднезернистые песчаники. Видимая мощность
горизонта 41 м, по простиранию она меняется от 20 до 80 м и больше,
однако характер разреза и состав пород остается в общем неиз-
менным.

Выше залегает 75-метровый горизонт слюдистых алевроли-
тов темно-серого цвета зеленоватого оттенка с прослойками
алевритистых аргиллитов и тонкозернистых песчаников мощ-
ностью 10—30 см. На них лежит пласт мощностью 12 м кон-
гломератов с крупной галькой и валунами. Галька и валуны
очень хорошо окатаны. В общем эти конгломераты ничем не
отличаются от описанных выше. Конгломераты перекрываются
мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками зеле-
новато-серого цвета, слюдистыми, со слабо окатанными обло-
мками кварца, полевых шпатов и различных горных пород.
Цемент представлен сильно измененным глинистым материалом
с примесью туфового материала. Песчаники содержат прослой
слюдистых алевролитов мощностью до 0,5 м. Мощность песча-
ников 45 м.

Заканчивается разрез свиты мощной (до 100 м) пачкой
алевролитов с прослоями песчаников мощностью до 1 м. Алевро-
литы плотные, сильно рассланцованные, зеленовато-серые,
слюдистые, глинистые, с аргиллитовыми прослойками. Песча-
ники среднезернистые, полимиктовые с примесью туфового ма-
териала. В верхней части этой пачки пород встречаются про-
слои пелловых туфов светло-зеленого цвета, сильно окварцо-
ванных, с раковистым изломом мощностью 0,3—0,5 м. Самый
мощный из них местами образует раздувы до 10 м и больше.
В основном туфы представлены перекристаллизованным пеп-
ловым материалом, среди которого наблюдаются мельчайшие
(менее 0,005 мм) новообразования кварца, серпичита и хлорита,
а также разрозненные остроугольные и игольчатые обломки
кварца, полевых шпатов, эпидота (иногда до 10%) и др.
В туфах наблюдаются тонкие (1—5 см) светлые прослойки
тонкозернистых алевритистых песчаников, местами с едва
заметной косой слоистостью.

В унгадэйской свите фаунистические остатки встречаются
сравнительно редко и представлены следующими видами:
Dielasma plana Masl., *Spirifer* (*Puncospirifer*) cf. *ornatus*
Wag., *Productus* (*Pustula*?) cf. *baicalensis* Masl., *Aviculo-*
pecten tschironensis Masl., *A. pterinoides* Masl., *Pseudomo-*

notis sp. indet., *Bakewellia* (*Pseudobakewellia*) cf. *antiquaeformis* Noip.

В этом комплексе фауны встречаются виды широкого верти-
кального распространения, например, вид *Aviculopecten tschironensis* Masl. проходит через всю пермскую толщу от чирон-
ской до верхов беренской свиты. В связи с этим точный воз-
раст унгадэйской свиты остается недостаточно обоснованным.
Вероятнее всего, она представляет собой самые верхи ниж-
ней перми, так как согласно перекрывающая ее беренская
свита относится к низам верхней перми. Мощность унгадэй-
ской свиты 370—400 м.

Верхний отдел

Верхнепермские отложения распространены на значительно
меньшей площади, чем нижнепермские. Они уцелели от раз-
мыва в центральных частях синклиналий. Самой крупной из
них является беренская мулда, расположенная в бассейне
Берей, в которой отложения верхней перми имеют наибольшую
мощность. Контакты с подстилающими нижнепермскими отло-
жениями совершенно согласные.

Беренская свита (P_{2br}). Основание ее слагают круп-
ногалечные конгломераты с валунами (5%) размером до 15 см.
Галька и валуны очень хорошо окатаны и представлены квар-
цем, кварцевыми порфирами, кварцитами и др. В конгломера-
тах имеются прослой песчаников с небольшим содержанием
гальки (15—20%) и прослой плотных зеленовато-серых круп-
нозернистых полимиктовых песчаников. Конгломераты в основ-
ном аналогичны конгломератам унгадэйской свиты. Мощность
их 40—60 м. Перекрываются конгломераты пачкой часто пере-
слаивающихся между собой песчаников и алевролитов. Песча-
ники серые, разнотернистые, резко полимиктовые. Алевролиты
зеленовато-серые, глинистые, сильно рассланцованные, с мно-
гочисленными новообразованиями кварца, хлорита и карбо-
ната. В алевролитах наблюдаются остатки фауны. В этой пачке
пород встречаются пласты очень крепких массивных аркозо-
вых песчаников с кальцитовым цементом мощностью 0,5—
1,5 м. Мощность пачки порядка 150 м.

Выше залегают темно-серые слюдистые, глинистые алевро-
литы с прослоями серых, зеленовато-серых полимиктовых пес-
чаников мощностью 50 м, перекрытые мощной пачкой песча-
ников и алевролитов. Низы пачки мощностью около 50 м сло-
жены светлыми, зеленоватыми полимиктовыми песчаниками,
в цементе которых значительную роль играет кальцит. Среди
этих песчаников наблюдаются прослой песчаных, слюди-
стых алевролитов мощностью до 5—6 м. Встречен прослой
песчаников с галькой (5%) размером до 2 см мощностью
40 см. В ней найдена обильная фауна брахиопод, пелеципод

и др. Средняя часть пачки представлена алевролитами с про- слоями песчаников (30 м), выше которых залегают серые, светло-серые известковистые песчаники с обильной фауной (20 м).

Верхняя часть описываемой пачки мощностью порядка 100 м сложена полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами. Мощность слоев песчаников 0,5—5 м, алевролитов 0,3—10 м. В песчаниках содержатся тонкие (до 20 см) прослойки, переполненные растительными остатками плохой сохранности. Встречаются пласты с косою слоистостью и иногда с микроскладками течения.

Между отдельными пластами алевролитов и перекрывающими их пластами песчаников бывают резкие границы. При этом нижняя поверхность песчаниковых пластов обычно неровная со следами водных течений, а в их нижней части встречаются единичные хорошо окатанные гальки размером до 3 см. Мощность описанной пачки пород около 200 м.

В беринской мульдe разрез свиты заканчивается темно-серыми глинистыми, слюдястыми алевролитами мощностью до 50 м. В других местах верхи беринской свиты размыты.

В отложениях этой свиты обнаружена разнообразная фауна следующего состава: *Dielasma elongatum* Schloth., *D. cf. truncata* Wag., *Athyris (Cleiothyridina) cf. pectinifera* Sow., *A. (Actinocoelchus) planosulcata* Phill., *A. (Actinocoelchus) cf. subexpansa* Wag., *A. (Cleiothyridina) cf. royssiana* Keys., *Rhynchopora labjaensis* Tolm., *Spirifer (Licharewia) cf. lahuseni* Netsch., *S. (Licharewia) cf. rugulatus* Kut., *S. (Neospirifer) profasciger* Masl., *S. (Neospirifer) subfasciger* Lich., *S. (Spirifer) krasnotsikhokoensis* Masl., *S. (Pyncospirifer) cristata* Schloth., *S. (Pterospirifer) alatus* Schloth., *Spiriferina acuticostata* Masl., *S. submultiplicata* Masl., *Productus (Cancrinella) cf. cancrini* Vern., *P. (Pustula?) limus* Masl., *P. (Pustula?) baicalensis* Masl., *P. (Linoproductus) koninckianus* Keys., *P. (Linoproductus) cf. cora* Orb., *Aviculopecten agaensis* Masl., *Pecten (Pseudamium) pusillus* Schloth., *Nucula cf. wumensis* Keys., *Pleurophorus(?) orientalis* Lich., *Patella(?) sabaiatica* Kul. (in litt.), *Straparollus cf. permianus* King.

Указанная фауна характерна для верхней перми. Многие из видов широко развиты в казанских отложениях Русской платформы и в верхнепермских отложениях от Гренландии до бассейна р. Колымы. *Spirifer (Neospirifer) subfasciger* Lich и *Rhynchopora labjaensis* Tolm. наиболее часто встречаются в верхнепермских отложениях Северо-Востока СССР.

Следовательно отложения беринской свиты, несомненно, являются верхнепермскими и относятся к самым низам верхней перми (казанский ярус). Мощность свиты 450—500 м.

Следует обратить внимание, что наряду с типичными беринскими формами среди ископаемой фауны имеются, виды встречающиеся в нижележащих унгатской и чиронской свитах. К ним относятся: *Spirifer (Neospirifer) cf. profasciger* Masl., *S. (Cyrtospirifer?) cf. kharaulakhensis* Frecks, *Chonetes paracovexa* Masl., *Productus (Pustula?) cf. baicalensis* Masl., *Aviculopecten tschironensis* Masl., *Bakewellia (Pseudobakewellia) cf. antiquaeformis* Noip.

М. В. Куликов отмечает, что совокупность этого комплекса фауны с рядом местных видов, общих для всей пермской толщи, свидетельствует о непрерывности существования пермского морского бассейна, в условиях которого развивались как местные виды, так и виды, мигрировавшие с северо-востока.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Туринская свита (T_3tr)

Триасовые отложения наблюдаются в виде небольших полей в трех разобщенных участках — на водоразделе Ингоды и Аги, на левобережье Ингоды, у разьезда Солнцево (булыктинское поле).

Повсеместно триас трансгрессивно залегает на пермских отложениях, за исключением булыктинского поля, где отчетливо наблюдается седиментационный контакт с подстилающими гранитами и породами нижнеоносской подсвиты. Отложения триаса с заметным угловым несогласием перекрываются юрскими конгломератами. Указанные выше взаимоотношения триасовых отложений как с подстилающими, так и с перекрывающими образованиями наблюдаются в верхних падей Молотова и Хара-Бацана, Шиванды и Налгикека.

Разрез триасовых отложений довольно разнообразный. В его основании наблюдается базальный горизонт, представленный разногалечными конгломератами с подчиненными прослоями полимиктового песчаника. Состав галек конгломератов полностью зависит от состава подстилающих пород. Так, например, на Ингода-Агинском водоразделе преобладают гальки пермских пород, а сланцы и кварциты оносской свиты занимают подчиненное положение. Окатанность гальки от хорошей до угловатой. Цемент конгломератов глинистый, глинисто-серичитовый и реже кремнистый. Мощность конгломератов здесь 40—60 м.

В районе булыктинского поля среди галек резко преобладают гальки гранитоидов левоингодинской интрузии. Цемент конгломератов аркозовый и полимиктовый, мелко- и среднезернистый. Мощность базальных слоев в этом районе 10—15 м.

Стратиграфически выше конгломератов наблюдается частая перемежаемость песчаников, алевролитов и алевролитовых сланцев с редкими маломощными прослоями внутриформационных конгломератов и гравелитов.

Песчаники обычно мелко- и среднезернистые, нередко слоистые, цвет их серый, серо-зеленый, буровато-серый и темно-серый. Песчаники в основании полимиктовые, но в районе булыктинского поля преимущественно аркозовые. Цемент тонкопесчаный, серицито-кварцевый и, реже (глинисто-серицитовый и карбонатный). В цементе присутствует углистое вещество, от количества которого зависит окраска породы: чем его больше, тем порода темнее.

Алевролиты светло-серые, серые и темно-серые, часто слоистые. Состоят они из перекристаллизованной тонкозернистой массы кварца, полевых шпатов, серицита и перемешанного количества углистого вещества. Очень часто наблюдаются переходы от алевролитов к алевропесчаникам и песчаникам. Алевролитовые глинисто-серицитовые, кварцево-серицитовые и кремнистые сланцы (серые и темно-серые) нередко переходят в глинистые сланцы.

Характерным для внутриформационных конгломератов является непостоянство размеров и количества обломочного материала в породе. Так, конгломераты мощностью до 6 м выклиниваются, замещаясь сначала гравелитами, а затем грубозернистыми песчаниками на протяжении 250—300 м. Подобные явления часто наблюдаются и для пермских внутриформационных конгломератов. По составу обломочный материал представлен породами триаса и перми. Гальки опонских сланцев и гранитоидов находятся в подчиненном количестве. Окатанность галек хорошая, количество их варьирует в широких пределах: иногда галек очень много, а иногда резко преобладает цементирующая масса.

Видимая мощность триасовых отложений 500—550 м.

Триасовые отложения содержат обильные органические остатки, приуроченные к отдельным линзовидным прослоям алевропесчаников и алевролитов. Последние представляют собой породы, переполненные разнообразными пелелиподами. Подобные горизонты весьма не выделяются по мощности, как и все переслаивающиеся с ними конгломераты, алевролиты и песчаники. Они наблюдаются в самых различных частях разреза и, по данным Л. Д. Кипарисовой, содержат следующие виды: *Monotis ochothica* Key s., *M. cf. ochothica* var. *pachypleura* Tell., *M. ochothica* var. *aequicastrata* Kira g., *M. jakutica* Tell., *M. scutiformis* Tell., *M. scutiformis* var. *typica* Kira g., *M. sublaevis* Tell., *M. zabaicalica* Kira g., *Pecten* ex gr. *hiemalis* Tell.

Анализ изученной фауны показывает, что нет никакой закономерности в распределении отдельных видов и вариететов по

разрезу. В каждом из фаунистических горизонтов можно встретить большинство перечисленных выше пелелипод. Совместное нахождение *Monotis ochothica* Key s. и *Monotis scutiformis* Tell., характерных соответственно для норийского и карнийского ярусов верхнего триаса, является обычным для данных образований.

По заключению Л. Д. Кипарисовой, возраст описываемых отложений можно принять за низы норийского яруса.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Средний — верхний отделы

Юрские образования развиты в центральной части района. Они протягиваются в виде полосы шириной 6—16 км до рч. Завитая на востоке, затем узкой (1,5—2 км) полосой по правобережью Шилки до восточной границы площади листа. В составе юры выделяются две согласные толщи (снизу): конгломератово-песчаниковая (карабачинская свита) и эффузивная.

Карабачинская свита представлена конгломератами с подчиненным количеством прослоев и линз аркозовых и полимиктовых песчаников. Мощность 100—450 м.

Толща эффузивов представлена андезитовыми дацитовыми порфиритами и их туфами, туфобрекчиями и брекчиями. Мощность до 400 м.

Карабачинская свита (*J_{2-3kb}*) закартирована на Ингода-Агинском водоразделе и по правобережью Шилки в виде непрерывной полосы шириной от 250—350 м (в районе Унгадуй) до 6 км (по падам Шиванда и Шивандакан). По всеместно карабачинская свита ложится с резким угловым несогласием на породы триаса и перми.

Карабачинская свита литологически довольно однообразна. Она представлена конгломератами с подчиненными прослоями и линзами полимиктовых песчаников.

В основании разреза залегают валунно-галечные конгломераты с редкими маломощными прослоями гравелитов. Характерным для этих конгломератов является резкая неотсортированность и различная степень окатанности обломочного материала. Литологический состав галек находится в прямой зависимости от состава подстилающих пород причем пермские и триасовые породы почти всегда составляют 60—85% грубообломочного материала конгломератов. В подчиненном количестве встречаются гальки гранитов, диоритов, эффузивов и кристаллических сланцев. Цемент конгломератов полимиктовый, псаммитовый.

В конгломератах местами встречаются линзовидные прослои гравийно-галечных туфоконгломератов мощностью 0,6—1,3 м. В составе туфоконгломератов, помимо обломков пород, отме-

ченных в базальных конгломератах, появляются обломки полевого шпата и кварца; цементом же служат литокристаллокластический туф, содержащий остроугольные обломки полевых шпатов, кварца, роговой обманки, хлорита и эпидота. Нередко туфоконгломераты переходят в туфы.

Мощность базальных конгломератов весьма непостоянна, но во всяком случае не превышает 200 м.

Стратиграфически выше базальных конгломератов залегает толща чередующихся слоев конгломератов и песчаников. Мощности отдельных слоев от долей метра до 15—25 м. В составе конгломератов заметно увеличивается количество галек гранитоидов (до 25—35%) и резко повышается их окатанность. Песчаники серые, серо-зеленые, темно-серые, мелко- и среднезернистые, изредка слоистые, полимиктовые, реже аркозовые. Часто наблюдаются переходы к гравелитам и гравийно-галечным конгломератам. Мощности описываемой толщи непостоянна и увеличивается на восток в сторону пади Завитой, где имеется наиболее полный разрез карабачинской свиты. Если на большей части площади мощность толщи оценивается первыми десятками метров, то в районе падей Завитой и Шивандакан она увеличивается до 200 м. Здесь в разрезе наряду с конгломератами и песчаниками появляются маломощные (0,5—3,5 м) прослои алевролитов, нередко содержащие обильные остатки растительного детрита.

Стратиграфически выше наблюдается так называемая «промежуточная» толща переслаивания конгломератов, песчаников и эффузивов мощностью 10—50 м, переходящая выше по разрезу в эффузивы. О переходе от конгломератов к эффузивам и вообще о взаимоотношениях конгломератов и эффузивов будет сказано ниже.

Мощность карабачинской свиты непостоянна — от 400 до 450 м.

Верхний отдел

Эффузивные образования, представленные эффузивами среднего состава, широко развиты на правобережье Ингоды. Здесь они почти повсеместно повторяют контуры распространения конгломератов карабачинской свиты, на которые ложатся совершенно согласно. Исключение составляет юго-восточная часть описываемой территории, где туфы и туфопесчаники залегают на устьеленгуйских гранодиоритах и породах кулиндинской свиты, образуя обособленное поле площадью около 13 км² (это поле является непосредственным северозападным продолжением морских юрских отложений района Улятуй, простирающихся далеко на восток-юго-восток).

Породы эффузивной толщи сравнительно однообразны как по внешнему виду, так и при микроскопическом исследовании. Большой частью это темно- и тонкозернистые плотные (афа-

нитовые), зеленые, серо-зеленые и темно-зеленые, а также порфировые породы и туфобрекчии.

Изучение эффузивов показало, что они принадлежат порфиритам — андезитам: авгитовым, роговообманковым, биотитовым, реже плагиоклазовым.

Вкрапленники в порфиритах представлены удлиненно-таблитчатыми, реже зернами неправильных очертаний олигоклаз-андезита и андезина, большей частью полностью серицитизированного или замещенного эпидот-цоизитовым агрегатом. Реже встречаются вкрапленники роговой обманки и биотита, также замещенные эпидотом и хлоритом.

Основная масса породы состоит из микролитов андезина и в различной степени раскристаллизованного стекла, в котором заключены мелкие зерна эпидота, хлорита, вторичного кварца и рудного минерала.

Характерные структуры порфиритов — гиалопилитовая и стекловатая. Структуры основной массы пород большей частью изменены и затупеваны вследствие интенсивных вторичных замещений минералов, а также разложения и раскристаллизации стекла. В некоторых порфиритах наблюдается миндалекаменная текстура. Миндалины выполнены кварцем, плагиоклазом, амфиболом, хлоритом, эпидотом и серпентином. Породы, отклоняющиеся от андезитового ряда, имеют подлинное значение. К ним относятся кварцевые порфириты и диабазы.

Афанитовые породы отличаются от описанных выше лишь отсутствием порфировых вкрапленников.

К пирокластическим породам, пользующимся существенным развитием преимущественно в верхах разреза, относятся туфы, туфобрекчии, брекчии и лавобрекчии. Если в нижней и средней частях разреза они наблюдаются в виде маломощных (0,5—1,5 м) быстро выклинивающихся прослоев, то в верхней части свиты они приобретают равное с порфиритами значение. По агрегатному строению обломочного материала среди туфов выделяются литокластические, витрокластические и кристалло-кластические разновидности. Часто в одном шлiffe можно наблюдать комбинацию этих трех разновидностей. В качестве обломков в них присутствуют андезитовые порфириты с пилотакситовой или гиалопилитовой основной массой, обломки пород с микрофельзитовой, микропиклитовой или трахитоподобной основной массой, обломки раскристаллизованного стекла, а также обломки аллотриоморфнозернистого сложения. Из минералов обломков отмечаются кварц, калишпат, плагиоклаз, амфибол и чешуйки биотита. Относительно меньшим развитием пользуются туфолавы и лавобрекчии, наблюдающиеся в ассоциации с породами брекчиевого сложения и отличающиеся от первых характером основной массы, сложенной в различной степени раскристаллизованным стеклом.

Как указывалось выше, породы эффузивной толщи характеризуются повсеместными вторичными изменениями, выразившимися в интенсивном замещении первичных компонентов породы. В породах наблюдаются многочисленные тонкие прожилки кварца, эпидота и мелкая вкрапленность пирита.

Указанные изменения в значительной степени маскируют первичный облик породы и свидетельствуют об интенсивном развитии гидротермальных процессов. Местами на процессы гидротермального метаморфизма накладывались процессы динометаморфизма, внесшие свои дополнительные изменения в состав и структуру пород. Последние проявляются от появления легкой сланцеватости до образования настоящих зеленых сланцев с обильным развитием слюдистых минералов и хлорита. Процессы динамометаморфизма локализируются на отдельных участках, что объясняется условиями тектонической жизни района. Наиболее интенсивно они проявились по северной границе распространения данных образований, где имеют место многочисленные разрывные нарушения преимущественно субширотного простирания.

Однородность первоначального состава, фациальная изменчивость и заметное зеленокаменное изменение пород чрезвычайно затрудняют более дробное деление данной толщи. При определении положения эффузивной толщи в общей стратиграфической колонке района мы исходим из ее связи с подстилающими конгломератами карабачинской свиты. Полевые наблюдения подтвердили правильность выводов И. С. Валицкой о согласном залегании эффузивов на конгломератах. Непосредственный переход от конгломератов карабачинской свиты к эффузивам наблюдался нами в ряде пунктов по падям Шиванда, Шивандакан, Каменка и др.

Наблюдается постепенный переход конгломератов в эффузивы через промежуточную пачку переслаивания конгломератов, песчанков и эффузивов. Мощность перемежающихся прослоев от 0,3 до 1,7 м и более. Цемент конгломератов туфобрекчиевый или лавовый. Данные породы характеризуются резкой фациальной изменчивостью не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. В конгломератах постепенно исчезает галька, и порода становится обычной для эффузивного комплекса.

Залегание осадочно-эффузивных образований одновременно на отложениях триаса, перми, кулиндинской и оонской свиты свидетельствует о наличии значительного перерыва в осадконакоплении со времени образования триасовых осадков.

Юрский возраст данных образований вполне согласуется с данными Д. С. Соколова и Е. Н. Шукиной, проводившими исследование на смежной территории (бассейн р. Шилки), где они достоверно установили залегание вулканогенных образова-

ний ниже слев нижнего мела с тургинской фауной (*Lisortera Midendorffi* и др.) и выше верхнего триаса.

Учитывая значительное фациальное сходство конгломератов карабачинской свиты с широко развитыми континентальными и прибрежно-континентальными отложениями Восточного Забайкалья, нижним возрастным пределом вулканогенных образований можно считать среднюю юру (верхи).

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Отложения мелового возраста достоверно установлены только в бассейне пади Шаракундуй, впадающей слева в Оон. Они выполняют обширную депрессию, вытянутую в северо-восточном направлении на многие десятки километров вдоль левого борта долины. На территории листа расположена только часть депрессии длиной 13 км и средней шириной 8 км.

Меловые образования залегают здесь с резким угловым несогласием на оонской и кулиндинской свитах, девоне, гранодиоритах (t_{8C}) и диоритах (δJ_3) и перекрыты довольно мощным чехлом четвертичных отложений. Они прослеживаются в виде полосы по северо-западному борту депрессии. Однако и здесь встречаются только отдельные небольшие выходы этих пород. В остальном они картируются по высыпкам. В средней части водораздела падей Дунду-Булак и Зун-Булак меловые породы вскрыты шурфами под трехметровым чехлом элювиально-делювиальных образований.

В верховье пади Дзульгувур, на правом ее склоне, вблизи колодца проходит контакт меловых пород с подстилающими их сланцами оонской серии. Плоскость контакта полого (до 15°) наклонена на юго-восток.

Низы меловых отложений представлены грубообломочной осадочной брекчий. Брекчия массивная, довольно плотная, светло-серого цвета. Сложена она обломками темно-серых, слабо ороговикованных глинистых черных сланцев (25%), зеленых сланцев и эффузивов (10%) и кварца (5%). Обломки или имеют вид плиток или совершенно неправильной формы, часто с острыми углами и режущими ребрами. Размер их от 2 мм до 2 см. Цемент песчанистый, представленный в основном крупными зернами кварца и полевых шпатов.

Брекчия сверху постепенно сменяется грубо- и крупнозернистыми, разнотермическими полимиктовыми песчаниками серого и светло-серого цвета с плохой сортировкой и окатанностью песчинок. В составе их главную роль играют зерна серицитизированных и пелитизированных полевых шпатов, кварца и обломочки кремнисто-глинистых сланцев. Среди этих песчаников содержится прослой мелкообломочных гравийных брекчий. По составу они аналогичны описанной выше осадочной брекчии,

от которой отличаются меньшими размерами обломков (до 5 мм) и наличием полукатанных обломков гравия. Мощность описанных выше обломочных пород 40—50 м.

Выше залегает пачка среднезернистых полимиктовых песчаников желтовато-серого цвета, переслаивающихся с грубозернистыми светло-серыми песчаниками и голубовато-серыми глинистыми плитчатыми алевролитами. Песчаники довольно плотные с плитчато-щербчатой отдельностью, сложенные полуокатанными и совершенно неокатанными зернами сильно измененных полевых шпатов, кварца и обломками кислых эффузивов.

Необходимо отметить, что как в алевролитах, так и в песчаниках очень часто встречаются сильно удлиненные обломки с острыми углами и гранями, что позволяет предполагать наличие в этих породах примеси вулканогенного (туфового) материала. Мощность этой пачки пород не меньше 50 м.

Стратиграфически выше залегают два горизонта конгломератов, разделенных, примерно, стометровой пачкой песчаных пород, в основном аналогичной описанной выше.

Горизонты конгломератов прослежены только по элювию, не обнаружено ни одного коренного обнажения их. Высыпки этих конгломератов двумя параллельными полосами тянутся на расстояние 5 км по северо-западному борту депрессии.

В высыпках встречаются наряду с отдельными гальками мелкие глыбы плотно сцементированных конгломератов. Гальки хорошо окатанные, размером 5 см. В их составе отмечаются: дацитовый порфир, граносиенит-порфир или субщелочной гранит-порфир, фельзитовый порфир, плагиопорфир и др. Мощность каждого горизонта конгломератов, по косвенным данным, может быть принята в пределах 10—15 м.

Разрез меловых отложений заканчивается мощной толщей песчано-глинистых пород, в которой наблюдается частое переслаивание песчаников, алевроитовых песчаников, песчаных и глинистых алевролитов.

Песчаники от крупнозернистых до тонкозернистых, алевроитовых, плотные, в большинстве случаев плитчатые, сложенные сильно измененными слабо окатанными зернами полевых шпатов, кварца и обломками осадочных и магматических пород. Алевролиты серые, голубовато-серые, местами слюдистые, очень плотные, часто плохо отсортированные. Состав их в общем аналогичен составу песчаников.

Встречаются маломощные (20—30 см) прослой тонкоугольных илистых очень плотных пород с размерами частиц, не превышающими 0,01—0,015 мм. В них иногда содержится большое количество растительных остатков. Так, на левом склоне пади Дунду-Булак среди алевролитов содержится прослой илистой породы серого цвета мощностью 20 см, наполненный растительными остатками.

Комплекс пыльцы и спор состоит из теплолюбивых тропических форм: *Hymenophyllaceae*, *Cyatheaceae*, *Cyboium*, *Osunda*, *Ginkgo*, *Bennettiales*, *Pinaceae* (определения М. А. Седовой). Возраст данного комплекса можно датировать нижним мелом. Более точную датировку дать невозможно.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения района по генезису подразделяются на элювиальные, почвенные, коллювиальные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, озерные и эоловые. Наибольшим распространением среди них пользуются аллювиальные и озерные отложения, которые представлены тремя различными по возрасту комплексами: а) нижнечетвертичными озерными суглинками; б) средне- и верхнечетвертичными аллювиальными отложениями древних долин и высоких террас; в) аллювиальными отложениями русел, пойм и низких террас.

Нижний отдел

Нижнечетвертичные отложения установлены в юго-восточной части района, где они залегают непосредственно на отложениях нижнего мела. Видимая часть разреза данных образований начинается с сероватых и темно-серых суглинков с редкими маломощными (0,1—0,4 м) прослоями глины. Выше по разрезу количество прослов глины резко уменьшается.

Мощность суглинков, по данным глубоких шурфов, составляет около 60 м.

В средней части этого разреза встречаются два пласта мощностью 1 и 1,5 м равномернозернистого песка. Песок серый, желтовато-серый, преимущественно кварцевый.

В глинах обнаружена пыльца широколиственных и других теплолюбивых растений: *Ephedra*, *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Acer*, *Zelcova*, *Magnolia*, *Tsuga*. В составе древесной пыльцы до 35% составляют *Picea*.

По заключению М. А. Седовой, указанный комплекс пыльцы свидетельствует о нижнечетвертичном возрасте отложений.

Средний и верхний отделы нерасчлененные

Средне-верхнечетвертичные отложения распространены на юге района, где они залегают на озерных суглинках и представлены разнозернистыми кварцевыми песками. В песках отмечаются единичные маломощные прослои глины и гравия с галькой. Мощность песков около 45 м.

Возраст глины, по данным палинологического анализа (М. А. Седова), средне- и верхнечетвертичный. Отложения этого же возраста прослежены также по правобережью Ингоды,

у с. Уненкер и по левому берегу Шилки, напротив с. Митрофаново.

Аллювий III и IV надпойменных террас также представлен разнозернистыми кварцевыми, реже полевошпат-кварцевыми песками с подчиненными прослоями глин, гравия и галечника. Мощность аллювия названных двух террас 20—70 м.

На IV надпойменной террасе р. Шилки, в районе г. Сретенска, А. В. Львовым найдены стоянки палеолитического человека.

Современный отдел

Современные отложения широко распространены в поймах современных рек, а также на первой и второй надпойменных террасах. Среди них преобладают песчаные и глинисто-песчаные отложения. Гравийно-галечные и гумусово-болотные отложения имеют подчиненное значение.

Мощность современных отложений, по данным шурфов и скважин, по Ингоде достигает 29 м, по Онону более 10 м, по падам Чирон, Хара-Шибир и Кангил 6—10 м; мощность отложений первой надпойменной террасы 4—8 м, второй террасы 5—15 м.

В глинах указанных террас, по данным М. А. Седовой и А. А. Сиротенко, содержится только современный пылецевой комплекс.

На II надпойменной террасе Онона, в районе с. Кироча, В. И. Громовым найдены каменные орудия, черепки глиняной посуды и другая домашняя утварь неолитического человека. На этом основании аллювиальные отложения русел и пойм, включая II надпойменную террасу, отнесены к современному отделу четвертичной системы.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования занимают около одной трети площади листа. Среди них преобладают гранитоиды. По времени образования интрузивные породы делятся на пять интрузивных комплексов, каждый из которых сопровождается свойственной лишь ему дайковой фацией: 1) каменноугольные диориты $\gamma\delta C$; 2) каменноугольные гранодиориты ($\gamma\delta C$); 3) пермские триасовые граниты ($\gamma P-T$); 4) верхнеюрские диориты δJ_3 ; 5) верхнеюрские граниты γJ_3 .

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ДИОРИТЫ ($\gamma-\delta C$)

Диориты пользуются незначительным развитием. Они составляют три мелких тела общей площадью около 2,5 км² в верхних падах Кия. Эта диоритовая интрузия протягивается далеко на север за пределы описываемой территории. Диориты повсе-

местно прорываются левоингодинскими гранитами ($\gamma P-T$). В районе д. Верхняя Кия диориты рвут породы кулиндинской свиты.

Диоритовая интрузия довольно разнообразна по составу и структуре. В ее составе выделяются гранодиориты, диориты, кварцсодержащие диориты, кварцевые диориты, сениито-диориты, габбро и реже горнблендиты и дуниты. Все эти породы связаны постепенными взаимопереходами и являются фациальными разновидностями одной (диоритовой) интрузии.

Темноцветные минералы представлены роговой обманкой, биотитом, пироксенами, оливином. Плагноклазы имеют состав от олигоклаза до лабрадора, реже до битовнита.

Для пород этой интрузии характерно развитие вторичных процессов. При этом роговая обманка замещается биотитом, актинолитом, эпидотом, хлоритом; пироксены замещаются роговой обманкой, серпентином; биотит хлоритизируется; оливин превращается в серпентин и тальк; плагноклазы сосориитизируются, реже серицитизируются; рудные минералы разлагаются до лимонитов.

Структура пород: гипидиоморфнозернистая, призматически-зернистая, панидиоморфнозернистая, диоритовая, габбровая и часто катакластическая.

Разнообразие состава пород интрузии свидетельствует наряду со сложной дифференциацией магмы и о влиянии окружающих пород. Так, на контакте со среднепалеозойскими гранитами состав пород становится более кислым и появляются гранодиориты, кварцевые и кварцсодержащие диориты.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ГРАНОДИОРИТЫ ($\gamma\delta C$)

Гранодиориты пользуются широким развитием на водоразделе падей Усть-Теленгуй и Макарово, Свинцовая и Баяргуй, где они рвут породы кулиндинской свиты и девонские отложения, образуя несколько разобщенных массивов, вытянутых в северо-северо-восточном направлении. На водоразделе падей Хара-Бацан и Зугалай, а также у с. Хара-Шибир наблюдаются семь мелких штоков, прорывающих породы верхнеононской подсвиты и перекрывающихся фаунистически охарактеризованными нижнепермскими отложениями.

Гранодиориты большей частью среднезернистые, реже крупнозернистые, довольно однообразны по составу (биотитовые гранодиориты), крайне бедны пегматитовыми и аплитовыми жилами. Изредка в них наблюдаются вкрапления полевого шпата, реже кварца размером до 1—1,5 см.

В состав гранодиоритов входят: микроклин-пертит (35—25%), олигоклаз и олигоклаз-андезин № 25—30 (30—40%), кварц (30—25%), биотит (5—10%), мусковит и рудный мине-

Химический состав изверженных пород

№	п/п	Название породы и местонахождение	№ образца	Компоненты											
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма

1	Измененный гранодиорит. В 1 км к юго-западу от с. Ононское	134	57,15	0,34	19,37	0,50	4,37	0,06	3,70	6,87	3,00	1,50	0,14	99,53
2	Гранодиорит. Правый борт пади Хара-Шибир, в 1 км ниже моста	201	65,53	0,53	14,88	1,53	2,94	0,049	1,70	2,16	3,50	4,00	0,215	97,31
3	Тоналит. Правый борт пади Хара-Шибир, в 1 км ниже моста	211	65,65	0,58	16,90	1,23	3,17	0,06	1,70	3,73	2,63	2,45	0,20	99,17
4	Кварцевый диорит. Правый борт пади Хара-Шибир, в 1 км ниже моста	216	63,14	1,35	14,56	3,85	3,18	0,11	1,60	6,43	2,54	0,58	0,40	99,29
5	Гранодиорит. Река Теген-туй (по И. А. Преображенскому)	—	68,98	0,36	15,68	0,91	1,37	—	0,71	2,51	4,27	3,10	—	99,14
Пермо-триасовые граниты														
6	Порфировидный гранит. Левый склон пади Алжак, в 2,3 км выше устья пади Глубокая	01	72,25	0,26	14,94	0,63	1,58	0,02	0,14	2,25	3,39	3,43	0,084	99,38
7	Порфировидный гранодиорит. Левый склон пади	02	70,84	0,26	15,56	0,80	1,86	0,024	0,57	2,75	3,83	2,03	0,05	99,17

8	03	Порфировидный гранит. Левый склон пади Сабор-чина, в 0,6 км от устья	67,48	0,46	16,79	1,31	2,15	0,036	1,29	3,00	3,54	2,35	0,235	99,54
9	04	Порфировидный гранодиорит. В 0,3 км от устья пади Алексеева и Сабор-чина	65,07	0,56	16,93	1,43	2,72	0,045	1,47	3,48	3,16	2,36	0,195	98,47
10	05	Гранит биотитовый. В 2 км ниже ст. Савино	70,55	0,35	14,60	0,75	1,82	0,027	0,74	2,45	3,52	3,32	0,14	98,99
11	108	Кварцово-гнейсовый диорит. Левый склон долины р. Ин-Гульба, в 0,5 км ниже ст.	69,02	0,33	15,47	1,08	2,65	0,045	0,88	2,99	3,56	1,80	0,12	98,88
12	321	Кварцевый диорит. Бер-ховье пади Моховая (бассейн р. Кин)	62,95	0,70	17,35	2,04	3,73	0,09	4,76	4,62	1,06	1,85	0,28	100,16
13	323	Биотитовый гранит. Бер-ховье пади Лельмачик, 100 м ниже участка Дель-манч	70,51	0,35	15,62	1,23	1,93	0,04	2,39	4,27	1,81	0,99	0,44	100,07
14	327	Кварцевый диорит. Левый склон пади Лельмачик, в 1,5 км выше МТФ с. Ка-заново	62,6	0,61	18,17	1,66	3,51	0,055	4,44	4,00	2,08	1,96	0,255	99,34
15	337	Гранит биотитовый порфировидный. Левый склон пади Далахай	71,69	0,23	15,15	0,79	1,68	0,03	1,96	3,79	3,42	0,14	0,07	99,78
16	328	Кварцевый диорит. Левый склон пади Лельмачик у МТФ колхоза с. Казаново	59,55	0,90	18,12	1,86	4,73	0,085	5,27	3,92	2,95	2,45	0,34	101,06

№	п/п	Название породы и местонахождение	№ образца	Компоненты										
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
17		Липит. Левый склон р. Кыя, в устье падь Дарвина	333	58,58	1,02	18,43	2,78	4,37	0,07	6,12	2,23	0,70	2,57	0,35
18		Кварцосодержащий липит. Левый склон р. Кыя, в 0,6 км ниже устья падь Дарвина	334/2	71,69	0,30	15,26	0,87	1,97	0,05	2,77	3,07	2,40	1,02	0,11
19		Бiotитовый гранодиорит. Левый склон р. Кыя, напортив устья падь Ангачкан	335	68,10	0,38	14,80	1,57	2,57	0,06	3,09	4,26	2,37	1,35	0,16
20		Гранодиорит. Левый склон р. Шилки, в 3-5 км от ст. Казаново	338	70,32	0,22	16,36	1,34	1,61	0,044	2,27	4,42	2,28	0,74	0,10
21		Измененное габро. Из липитового массива в районе ст. Савино	T-6	47,92	0,40	23,03	0,58	6,20	0,08	10,24	1,00	0,87	6,03	0,10
22		Метабазит. Берховые падь Зун-Булак	150	52,40	1,15	16,53	1,19	9,38	0,05	8,77	3,10	0,51	4,52	0,19
23		Кварцевый липит. Берховые падь Хаджея, левый склон	599	58,62	0,87	16,53	2,63	4,50	0,08	6,54	3,00	1,70	2,75	0,17
24		Кварцевый порфир. Водораздел падь Беря и Бузунка	170/4	51,71	0,72	17,50	0,56	7,89	0,14	6,71	0,73	2,07	5,00	0,11

Берхенюрские липиты

25		Липит. Правый склон р. Онон, в 4 км к востоку от с. Усть-Ата	4026	56,97	0,57	18,40	1,61	5,58	0,05	5,47	4,11	1,65	3,15	0,19
26		Микродиорит. Водораздел падь Кыргути и Луна-Булак	4033	55,42	0,81	17,05	1,15	7,50	0,06	8,19	3,41	0,68	3,77	0,16

Берхенюрские граниты

27		Гранит биотитовый. Левый склон р. Онон, в устье переправы	329	69,85	0,45	15,96	0,95	3,19	0,07	2,39	5,58	1,55	1,15	0,23
28		Порфировидный гранит биотитовый. У дороги	330	67,92	0,37	15,44	0,91	2,51	0,04	2,50	5,30	1,68	0,93	0,15
29		Биотитовый гранит. Падь Винокурная, в 6-8 км от устья	858	73,60	0,135	14,02	0,65	1,03	0,021	1,05	3,99	4,10	0,51	0,04
30		Порфировидный гранит. Левый склон падь Бол. Елань, в 5 км вверх от устья Мал. Елани	859 I	65,94	0,67	15,61	1,60	3,16	0,074	3,40	3,55	2,31	1,71	0,17
31		Кварцосодержащий липит. Берховые падь. Бол. Елань, правый склон	859 3	61,05	0,84	16,59	1,88	4,20	0,097	4,85	3,00	1,80	2,17	0,40
32		Биотитовый гнейс. Правый склон долины р. Онон, в 4,5 км вверх от ст. Казаново	1215	71,24	0,24	15,28	0,66	1,50	0,025	1,71	2,69	4,20	0,85	0,12

№ п/п	Название породы и местонахождение	№ образца	Компоненты									
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
33	Биотитовый гранит р. Чирон (по И. А. Преображенскому)	—	68,50	0,46	15,60	0,86	2,10	0,02	2,66	3,66	3,80	1,53
			100,18	0,14								
34	Андезитовый порфирит. В 4,5 км к северо-востоку от с. Хараты-Адан. Левый склон пади Шазатгуй	607/5	63,00	0,96	15,77	0,84	7,77	0,05	1,86	1,75	5,56	0,50
			99,15	0,44								
35	Андезитовый порфирит. В 4,5 км к северо-востоку от с. Хараты-Адан, левый склон пади Шазатгуй	607/6	50,94	4,42	17,82	1,66	4,63	0,08	5,98	4,24	6,05	0,34
			99,46	0,21								
36	Кварцевый диорит. Водораздел падей Багазая и Дурента	211/11	64,00	0,45	15,80	0,32	3,58	0,04	2,14	3,30	3,90	2,30
			98,61	0,17								
37	Кварцевый порфир. Водораздел падей Лоремнак и Кужертай	2523/2	70,2	0,30	14,00	1,30	2,10	0,03	0,41	0,40	2,90	4,30
			98,46	0,15								

Лавковые породы

Верхнеюрские эффузивы

рал (доли процента). Апатит, циркон, сфен, ортит присутствуют в качестве аксессуарных минералов.

У с. Усть-Теленгуй, где гранодиориты образуют отвесные уступы по обоим берегам Онона, наблюдается переход гранодиоритов в кварцевые диориты. Кроме того, местами наблюдаются тоналиты, трондjemиты, сиениты, плагиограниты, которые используются весьма ограниченным распространением.

В районе совхоза «Саман» наблюдается интрузивный контакт гранодиоритов с фаунистически охарактеризованной толщей среднего и верхнего девона, а на водоразделе Хара-Бацаана и Зугалая они перекрыты нижнепермскими отложениями. На этом основании возраст гранодиоритов относится к каменноугольному периоду.

По данным пяти химических анализов (таблицы 1 и 2), гранодиориты относятся к породам, нормально насыщенным глиноземом и пересыщенным кремнеземом. По величине кварцевого числа они имеют довольно широкий диапазон от типично гранодиоритового состава (№ 211) до кварцевого диорита (обр. № 134). В породах светлая часть заметно преобладает над цветной, при этом в цветной части количественное содержание магния близко к содержанию железа. Алумосиликаты имеют щелочной характер, за исключением двух проб (№ 134, 216), где щелочные и кальциевые полевые шпаты присутствуют в равных количествах.

ПЕРМО-ТРИАСОВЫЕ ГРАНИТЫ (γ P—T)

Эти граниты используются очень широким развитием. ими занята почти вся левобережная часть территории листа, где они слагают крупную (свыше 1000 км²) интрузию, протягивающуюся на запад, восток и север, за пределы описываемой территории.

На юге среднепалеозойские граниты тектонически контактируют с юрскими и более древними толщами и прорываются верхнеюрскими диоритами. В районе Булыктинского сурьмяного месторождения, к востоку от русла р. Булыкты, на протяжении 3 км наблюдается наложение на граниты верхнетриасовых отложений.

Среди интрузивных пород выделяются две основные разновидности: биотитовые порфировидные и биотитовые равномерно-зернистые граниты. Реже встречаются гранодиориты, диориты, тоналиты, плагиограниты, адалеллиты, гранит-порфиры.

Наибольшим развитием пользуются биотитовые порфировидные граниты серые, розовато-серые. Порфировидные вкрапленники представлены таблитчатыми кристаллами как ортоклаза, так и плагиоклаза размером от 1 до 4 см, реже до 6—7 см. Количество вкрапленников в породе непостоянно, и порфировидные граниты часто постепенно переходят в биоти-

Пересчеты химических анализов изверженных пород по А. Н. Заварицкому

№	п/п	№ образца	Числовые характеристики															
			главные						дополнительные									
			a	b	c	s	a'	f	m'	c'	n	φ	ψ	Q	a:c	Класс	Группа	Под-группа

Каменистые граниты

1	134	9,30	8,90	12,0	69,80	3,0	41,30	55,70	—	75,0	3,60	0,40	12,1	1,0	III	10
2	201	13,50	2,70	8,20	75,60	15,00	50,00	35,00	—	57,1	15,8	0,70	21,5	5,00	II	4
3	211	10,00	4,5	11,00	74,50	37,50	36,80	25,70	—	57,80	9,20	0,70	24,5	2,20	II	6
4	216	6,70	6,80	10,80	75,70	—	61,20	26,30	—	87,2	31,5	1,60	31,2	1,00	II	6
5	—	13,20	3,70	6,00	77,10	—	60,90	26,4	12,7	69,4	3,0	0,5	24,1	3,6	II	5

Каменистые граниты

6	01	13,80	2,80	3,10	80,30	2,10	61,70	36,20	—	90,4	17,0	0,30	29,9	4,90	II	4
7	02	11,1	3,30	6,10	79,50	45,10	39,60	15,30	—	74,9	11,0	0,30	29,9	4,90	II	4
8	03	11,00	3,60	10,10	74,90	38,70	37,30	24,00	—	67,50	12,0	0,60	23,8	3,00	II	5
9	04	11,00	4,00	10,10	74,90	38,70	37,30	24,00	—	67,50	12,0	0,60	23,8	3,00	II	5
10	05	12,50	3,00	4,50	80,00	21,20	26,20	26,20	—	61,4	13,6	0,40	32,0	4,10	II	5
11	108	10,30	3,70	7,80	78,20	37,00	43,90	19,10	—	75,0	12,0	0,30	32,1	2,80	II	5
12	321	11,90	5,90	8,70	73,50	—	62,90	37,10	—	86,60	20,2	0,80	17,3	2,00	II	6
13	323	11,60	2,90	7,40	78,10	40,20	37,50	22,30	—	74,7	14,6	0,30	30,10	4,00	II	5
14	327	12,00	5,40	10,00	72,60	16,70	49,30	22,30	—	78,40	13,4	0,30	30,10	4,00	II	5
15	328	13,20	5,80	11,20	69,80	—	55,90	37,2	6,9	66,8	14,3	0,70	15,8	2,2	III	6
16	333	6,10	7,80	15,60	70,50	26,60	44,00	29,40	—	83,5	15,6	1,3	21,6	0,8	II	6
17	334	9,90	3,20	7,70	79,20	44,80	33,70	21,50	—	66,4	9,50	0,30	35,4	3,10	II	5
18	336	12,70	3,50	6,30	77,50	—	60,90	35,90	3,20	73,6	20,6	0,40	26,1	3,60	II	5
19	337	11,80	2,50	6,40	79,30	50,50	34,00	15,50	—	61,8	10,3	0,20	32,5	4,70	II	4
20	338	12,60	2,70	7,10	77,60	46,70	36,50	16,80	—	74,8	15,9	0,20	27,3	4,60	II	4

№	п/п образца	№	Числовые характеристики															
			главные					дополнительные										
			a	c	b	s	a'	f	m'	c'	n	φ	ψ	Q	a : c	Класс	Группа	Под- группа

Берхенюрские диориты

21	T-6	7,80	3,80	13,80	21,30	61,10	12,50	34,00	53,50	62,7	2,80	1,00	0,70	0,20	IV	15
22	150	7,60	7,80	21,70	62,90	47,60	36,70	15,7	—	91,0	4,60	1,60	2,60	1,00	IV	15
23	599	9,4	6,80	13,30	70,50	52,10	36,60	11,30	15,7	72,7	17,7	1,10	1,40	1,40	II	16
24	770/4	4,90	4,90	20,90	65,30	42,10	44,30	44,00	—	34,80	2,5	1,60	0,55	0,55	III	10
25	4026	12,00	6,90	12,70	68,40	56,00	46,60	44,00	—	79,1	11,3	0,70	1,70	1,70	III	14
26	4033	8,8	7,70	17,50	66,00	—	—	—	15,8	88,6	5,70	1,00	6,70	1,10	III	10

Берхенюрские граниты

27	329	14,00	2,80	5,50	76,70	14,10	57,60	28,30	—	84,5	12,1	0,50	22,6	4,00	II	4
28	330	13,40	3,70	5,30	77,60	9,00	61,00	30,00	—	82,5	15,6	0,40	24,7	3,60	II	4
29	858	14,30	1,20	3,50	81,00	35,80	41,50	22,70	—	59,6	15,9	0,20	32,2	11,9	II	5
30	859/1	11,00	4,70	8,60	75,70	16,40	50,80	32,80	—	70,3	15,6	0,80	33,7	2,30	II	5
31	859/3	9,50	6,10	11,20	73,20	12,40	52,90	18,80	—	71,7	15,2	1,00	21,3	1,50	II	6
32	1215	11,70	1,90	7,40	79,00	55,30	25,90	18,80	—	49,4	7,1	0,20	23,7	6,10	II	4
33	—	13,40	3,20	3,20	77,30	14,30	44,00	41,7	—	59,5	12,1	0,50	24,6	4,20	II	4

Берхенюрские афлуиты

34	607/5	12,50	14,20	2,00	70,60	25,90	53,60	20,50	—	94,7	4,90	1,10	14,2	6,20	III	8
35	607/6	14,20	5,40	19,10	61,30	—	44,90	54,40	0,70	96,5	21,1	2,0	11,2	2,60	V	18

Лавковые породы

36	211/11	12,20	4,90	8,10	75,00	14,40	43,20	42,10	—	72,4	3,20	0,40	21,5	3,00	II	5
37	2423/2	12,20	4,90	8,10	75,00	14,40	43,20	42,10	—	72,4	3,20	0,40	21,5	3,00	II	5

товые равномернозернистые мелко- и среднезернистые. Поэтому описание этих двух разновидностей гранитов дается общее.

Структура пород гранитная, катакlastическая, реже гипидиоморфно- и аллотриоморфнозернистая. Минеральный состав гранитов следующий: плагиоклаз (25—45%), калиевый полевой шпат (20—35%), кварц (30—55%), биотит (до 15%), мусковит (единичные листочки). В количестве до 0,5—1% содержится рудный минерал, апатит, сфен, ортит, амфибол. Из вторичных минералов наблюдаются серицит, мусковит, карбонат, хлорит, эпидот, цоизит.

Плагиоклаз относится к олигоклазу или олигоклаз-андезину, часто пелитизирован и серицитизирован. Калишпат нередко с ясной микроклиновой решеткой. Встречается пертит. Биотит в породе распределен неравномерно. Он образует шлировые скопления мощностью 1—5 см, длиной до 10—25 см, реже более. Количество таких шлиров увеличивается там, где имеются ксенолиты кристаллических сланцев. При этом скопления биотита имеют тождественные с породами ксенолитов элементы залегания, как это наблюдалось у сел Дальняя Кия, Княжа, Верхняя и Средняя Талача.

Гранодиориты чаще встречаются на границе с кристаллическими сланцами, где они как бы «окаймляют» отдельные ксенолиты пород кровли. Тесная связь с породами кровли указывает на гибридный характер гранодиоритов. Гранодиориты обычно представляют собой среднезернистые, серые или розовато-серые породы. Они состоят из олигоклаза или андезина (30—40%), калиевого полевого шпата (15—40%), кварца (10—35%), биотита (5—20%), роговой обманки (до 10%), мусковита (до 2%). В акцессорных количествах присутствуют сфен, апатит, рудный минерал, ортит, а из вторичных минералов — серицит, пелит, мусковит, соссорит, хлорит, эпидот, окислы железа.

Нередко наблюдаются порфировидные выделения полевого шпата размером до 2,5—3,5 см в поперечнике. Иногда такие выделения дают роговая обманка, но меньших размеров (в длину редко превышает 1—1,5 см).

Диориты, тоналиты, плагиограниты, адамеллиты, гранитпорфиры используются заметно меньшим развитием.

Тектонические нарушения сопровождаются катаклазом пород. Непосредственно линии разломов фиксируются наличием брекчированных и милонитизированных гранитов, а по мере удаления от них наблюдается ослабление катаклаза.

По данным 15 химических анализов (см. табл. 1 и 2), левоингодинские граниты представляют собой пересыщенные глинозёмом и кремнезёмом породы. По составу они изменяются от типичных гранитов (№ 01,05) до гранодиоритов (№ 03,04) и даже до диоритов (№ 328, 333). Во всех образцах светлая

часть пород резко преобладает над цветной, при этом в цветной части содержание магнесии значительно меньше по сравнению с железом.

При уклонении пород от типично гранитного состава в сторону гранодиоритового и диоритового ряда в них значительно увеличивается содержание магнесии и кальция (№ 321, 328, 335).

Все породы характеризуются повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов. Исключение составляет одна порода (№ 333), которая сильно обогащена темноцветной частью и обеднена кремнезёмом и щелочами.

С описываемыми гранитами связан комплекс дайковых пород: аплитовидных гранитов, пегматитов, кварцевых порфиров, гранит-порфиров, габбро, диабазов, диабазовых порфиров, диоритов, микродиоритов, спессартитов, керсантитов, а также кварцевых жил. Большинство из них благодаря устойчивости к выветриванию образует четко выраженные в рельефе грядки, указывающие на ориентировку даек.

Аплитовидные граниты образуют дайки протяженностью до 200 м при мощности до 5 м. Нередко аплиты образуют призматические оторочки в пегматитовых жилах. Контакты с вмещающими породами резкие.

Пегматиты используются ограниченным развитием. Имеют тот же состав, что и аплитовидные граниты, отличаясь только по структуре. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 5—12 м при протяженности до сотен метров.

Кварцевые жилы используются весьма незначительным развитием; они иногда содержат редкую вкрапленность сульфидов. Мощность жил от сантиметра до 2—3,5 м.

Кварцевые порфиры залегают в виде даек мощностью до 1 до 10 м, протяженностью до 350 м. Ориентировка даек самая различная. Наиболее широко они распространены на водоразделах падей Кия — Дельмачик и Жерноковка — Горемнак.

Химический анализ одного образца кварцевого порфира показывает, что порода сильно пересыщена глинозёмом. В цветной части железо резко преобладает над магнием. По соотношению $a : c$ плагиоклазы щелочные. Величина « n » указывает на равное количество натрия и калия.

Габбро образует группу даек на водоразделе падей Булдарак и Кии. Дайки маломощные (1—4 м) при длине 20—150 м и очень редко до 300 м. Господствующее направление даек северо-восточное. По составу выделяются роговообманковые и пироксеновые габбро.

Диабазы биливиновые и безоливиновые встречаются на водоразделе падей Кии и Булдарак, где они образуют дайки мощностью 1—3 м, при длине 30—100 м и редко более 100 м. Иногда отмечаются диабазовые порфиры.

Диориты наибольшим распространением пользуются в районе с. Верхняя Талача, где они образуют дайки мощностью 3—15 м при протяженности до 400 м. Господствующее направление даек северо-северо-восточное. Генетически и пространственно с диоритами связаны микродиориты, спессартиты и керсантиты.

Дайки гранит-порфиров встречаются очень редко.

При формировании интрузии большую роль играли процессы дифференциации и ассимиляции. Первый процесс проявляется в изменении щелочности и кислотности пород. Начальная на этот процесс ассимиляция привела к образованию гибридных пород в области контакта с кристаллическими сланцами и гнейсами, где в результате этого процесса образовались гранодиориты и диориты.

При определении возраста гранитов следует учитывать, что с нижнепалеозойскими образованиями они имеют интрузивный контакт, а верхнетриасовые осадки лежат на их размытой поверхности. Ни с пермскими, ни с девонскими отложениями граниты как в характеризуемом, так и в соседних с ним районах не соприкасаются. На этом основании возраст гранитов определяется пределами интрузии были выполнены аргоновым методом определения абсолютного возраста семи проб*, которые дали колебания от 160 до 195 млн. лет. Среднее из этих семи определений равно 177 млн. лет, что отвечает началу триаса. Так как возможна потеря некоторого количества аргона, допустимо, что полученные значения возраста меньше истинных.

ВЕРХНЕЮРСКИЕ ДИОРИТЫ (δ J₃)

Интрузии диоритов на территории листа пользуются значительным развитием. Выходы диоритовых тел образуют два обособленных поля. Первое вытянуто в широтном направлении по правобережью и отчасти левобережью Ингоды (западу от ст. Савино); второе — по правобережью Аги. В первом случае диориты прорывают средне-, верхнеюрские эффузивно-осадочные образования и среднепалеозойские граниты, а во втором случае — породы ононской и кулиндинской свит, среднепалеозойские гранодиориты. Здесь на их размытой поверхности залегают нижнемеловые отложения.

Интрузия диоритов сложно дифференцирована. В пределах одного небольшого массива выделяется ряд дифференциатов — от гранодиоритов до габбро-пироксенитов. Какой-либо определенной закономерности в размещении этих пород не наблюдается.

* Все определения абсолютного возраста, упомянутые в данной работе выполнены аргоновым методом во ВСЕГЕИ.

По количественному содержанию кремнекислоты выделяются все переходные разновидности от нормальных диоритов (где кварца либо нет, либо не более 6%) до кварцевых диоритов с содержанием кварца до 20%. По характеру цветных минералов среди них выделяются роговообманковые, биотит-роговообманковые и биотитовые разновидности, а по относительному их количеству — меланократовые и лейкократовые диориты.

Породы диоритовой интрузии повсеместно подвержены вторичным изменениям. Степень изменения различна. В иных случаях новообразования только частично замещают первичные минералы, в других — до полного образования псевдоморфоз, затухившая первоначальную структуру и состав породы.

Главная роль среди пород данной интрузии принадлежит нормальным и кварцевым диоритам; гранодиориты и габбро находятся в резко подчиненном значении.

Диориты представляют собой массивные, реже гнейсовидные зеленоватые, зеленовато-серые породы среднернистого или мелкозернистого сложения. Нередко наблюдаются порфировидные разновидности, где в качестве порфировидных вкрапленников присутствуют плагиоклазы и амфиболы.

Породообразующими минералами диоритов являются плагиоклаз, роговая обманка, биотит и кварц (последний в кварцевых диоритах). Среднее их содержание в породе равно: плагиоклаза (олигоклаз-андезина и андезина) 50—60%, роговой обманки 40—25%, биотита 10—15%. Калишпаты встречаются редко и, как правило, в кварцевых диоритах. При постепенном увеличении в диоритах кварца и калишпата породы переходят в кварцсодержащие диориты, кварцевые диориты и далее тоналиты, гранодиориты. При этом меняется и структура пород.

Отклонение состава в сторону более основных разновидностей менее характерно. Встречено на водоразделе Хаджея — Берея и Берея — Бузунка всего несколько обнажений габбро, габбро-диорита и лейкократовых габбро, связанных с диоритами взаимопереходами. В этих породах плагиоклазы сосюртитизированы, серицитизированы, темноцветные минералы или полностью замещены, или сохранились в виде реликтов. Структура пород в отличие от диоритов панидиоморфнозернистая.

К крайним членам ряда относятся габбро-пироксениты. В габбро-пироксените (наблюдались на водоразделе падей Бузунка — Берея) псевдоморфозы серпентина по пироксену составляют 70% породы. Роговая обманка, замещившая пироксен и в свою очередь замещенная серпентином, составляет 5—10%. Плагиоклаза, полностью замещенного сосюртитом и серицитом, 20—15%. Рудный и акцессорные минералы содержатся до 5%.

С диоритовой интрузией связан комплекс дайковых пород, как, например, диабазовые порфириты, микродиориты, керсантиты, спессартиты, лампрофиры, кварцевые порфиры.

Нередко в диоритах наблюдаются многочисленные ксенолиты верхнеюрских эффузивных пород. Размеры ксенолитов от нескольких квадратных сантиметров до многих метров. Породы ксенолитов сильно изменены и иногда трудноотличимы от диоритов. В ряде обнажений по Бере и Каменке наблюдался совершенно постепенный переход андезитов в диориты и обратно. Подобные наблюдения указывают на генетическую связь эффузивов и диоритов, но однозначное решение этого вопроса еще преждевременно и требует постановки специальных работ.

Местами диориты интенсивно динамометаморфизованы. Явления динамометаморфизма проявились и в эффузивно-осадочных образованиях, главным образом в приингодинской полосе, где имеются многочисленные разрывы.

Верхнеюрский возраст диоритов устанавливается достаточно точно. На Ингода-Агинском водоразделе диориты прорывают эффузивно-осадочные образования средней и верхней юры, а на правобережье Аги они перекрываются нижнемеловыми отложениями. Диориты часто встречаются в гальке нижнемеловых конгломератов. Абсолютный возраст рвущих диориты завитинских гранитных пегматитов равен 115—130 млн. лет (два анализа), что соответствует концу юры и началу мела. Следовательно, наиболее вероятный возраст диоритов верхнеюрский — донижнемеловой.

Верхнеюрские диориты представлены шестью химическими анализами (см. табл. 1 и 2). Это породы, нормально насыщенные глиноземом и слабо пересыщенные кремнеземом, за исключением двух (NT-6; 70/4) проб, где они слегка пересыщены глиноземом. Цветная часть пород резко преобладает над светлой. По составу изменяются от типично диоритовых (N 599, 4025) в сторону габброидных пород (N T-6, 150, 770) соответственно с резким уменьшением их щелочности и значительным увеличением роли магния.

Содержание щелочных и кальциевых алюмосиликатов в породах примерно одинаково, за исключением пород с повышенной основностью (N T-6; 770), где кальциевые алюмосиликаты преобладают над щелочными. В составе щелочей натрий обычно преобладает над калием.

ВЕРХНЕЮРСКИЕ ГРАНИТЫ (γ J₃)

Верхнеюрские граниты пользуются широким развитием в районе. На правобережье Шилки, в бассейне падей Захарова, Челбаха и др., они слагают довольно крупную (около 210 км²) интрузию. К западу от Онона, вплоть до пади Хара-Шибир, расположены мелкие интрузивные тела и многочисленные дайки гранитов и гранитных пегматитов, являющихся, по-видимому, западным продолжением указанной интрузии, не

вскрытой еще эрозией. Эти граниты являются наиболее молодыми интрузиями описываемой территории. Они прорывают все толщи, в том числе и верхнеюрские.

Среди гранитов широко развиты дайки пегматитов, в большинстве случаев рудоносные (со сподуменом, касситеритом, бериллом и др.).

Породы интрузии разнообразны по составу: биотитовые граниты, гранодиориты, диориты, плагиограниты. От левоингодинских гранитов они отличаются относительной свежестью, значительно меньшим содержанием порфировых вкрапленников и обилием пегматитовых образований.

Эти граниты представлены семью химическими анализами (см. табл. 1 и 2), которые показывают их резко выраженную пересыщенность глиноземом при относительно большом содержании магния. Содержание кремния подвержено значительным колебаниям, и отсюда изменение кислотности варьирует от аляскитового ряда (№ 858) до кварц-диоритового (№ 859/3).

Все породы характеризуются повышенным содержанием щелочей, в которых преобладает натрий, за исключением обр. № 1215, где, наоборот, преобладает калий.

Граниты обнажаются в виде скал и останцов, нередко образуя причудливые формы выветривания. Возле таких скал на много десятков и сотен метров тянутся россыпи глыб. Высота скал достигает 35 м. Породы разбиты системой трещин, образующих параллелепipedальную, плитчатую и глыбовую отдельности.

Наибольшим развитием пользуются биотитовые граниты. Это массивные, крупно- и среднезернистые породы, заметно обедненные биотитом, состоящие из олигоклаз-андезина (25—45%), микроклин-пертита (10—30%), кварца (30—20%) и биотита (до 10%).

Структура гранитов непостоянна: наблюдаются постепенные переходы от нормальных гранитов к пегматоидным. На контактах с вмещающими породами они порфировидны и представлены гибридными гранодиоритами и диоритами.

В гранитах наблюдаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Размеры ксенолитов колеблются в широких пределах — от долей квадратного метра до десятков и сотен квадратных метров. Залегают ксенолиты в форме мелких «плиток», чаще же образуют линзообразные тела. Состав ксенолитов находится в прямой зависимости от состава окружающих образований. Так, в низовьях пади Городищенской, Челбахи и Илимной, где развиты конгломерато-песчаниковая средняя верхняя юра, преобладают двуслюдистые сланцы, нередко превращенные в биотитовые гнейсы. В верховьях падей Винокурной и Мал. Елани, где развит нижний палеозой, преобладают ксенолиты биотитовых, биотитово-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов, реже амфиболитов. Породы ксенолитов

тационных циклов: нижне-, среднепалеозойский, девонский, пермский, верхнетриасовый, юрский, меловой и четвертичный. Эти циклы разделены крупными перерывами, сопровождающимися интенсивным размывом и дислокацией накопившихся образований, а также не менее, чем пятикратной интрузивной деятельностью.

Нижне-, среднепалеозойские образования слагают крупную синклинальную структуру, протягивающуюся в северо-восточном (60—70°) направлении на расстояние около 50 км. В пределах площади описываемого листа попадает лишь юго-восточное крыло синклинали. Ядро синклинали выполнено пермскими отложениями, в которых наблюдается унаследованность главных оносских структур.

Указанная синкинали осложнена многочисленными антиклинальными и синклинальными складками 2-го и 3-го порядков. Эти структуры обычно линейные, асимметричные и часто опрокинутые. При этом отчетливо намечаются две системы опрокидывания: на юго-восток в бассейне р. Аги и на северо-запад на правобережье Зугалай. В первом случае углы падения северо-западных крыльев антиклиналей порядка 30—50°, а юго-восточных 65—85°, во втором случае, наоборот, осевые плоскости складок круто наклонены на юго-восток.

Наряду с описанной мелкой складчатостью почти повсеместно наблюдается мелкая пloyчатость. При этом простирание их обычно совпадает с крупными складками. Пloyчатость характерна только для пород кулиндинской и оносской свит.

На правобережье Аги наблюдается крупная антиклиналь северо-восточного простирания, резко асимметричная, остроугольная, прослеживающаяся от пади Дзульгуура до р. Она. Дальнейшее продолжение складки на северо-восток, так же как и все ее юго-восточное крыло, уничтожено интрузивной границей. Эта антиклиналь сложена складками более мелких порядков, которые хорошо видны в береговых обрывах р. Она между селами Усть-Теленгуем и Усть-Агой. Здесь наблюдается серия антиклинальных и синклинальных структур, слабо опрокинутых на юго-восток с углами падения крыльев от 40 до 60°. Ширина складок порядка 0,5—1,5 км.

Периклинальное замыкание складки, наблюдаемое в устье Дзульгуура, очень резкое, углы падения здесь порядка 45—75°. Подобные острые замки складок, обычные для оносских пород, нередко сопровождаются разрывами, параллельными основным плоскостям.

К юго-западу от описанной антиклинали прослеживается крупная синклинальная структура, ориентированная почти в широтном направлении. Синкинали слабо наклонена, углы падения северо-западных крыльев 55—65°, юго-восточных 30—55°.

тов, как правило, интенсивно мигматизированы тонкими прожилками и жилами гранитов и пегматитов, ориентированных согласно гнейсовидности.

Граниты в приконтактовых частях* обогащены биотитом и огнейсованы причём направление гнейсовидности соответствует гнейсовидности вмещающих пород. В краевых частях интрузии характерно проявление процессов грейзенизации. Метаморфизм вмещающих пород сводится к ороговикованию, окварцеванию и турмалинизации.

Граниты сопровождаются многочисленными пегматитовыми жилами различной протяженности и мощности и редкими дайками спессартитов и гранит-порфиров. Господствуют жилы северо-западного простирания, близкого к широтному. Исключение составляют пегматиты Стрелкинского участка, где они имеют северо-восточное простирание. Протяженность даек колеблется от одного до 1300 м, как, например, пегматитовая жила главного рудного тела Завитинского месторождения. Мощности даек варьируют также в широких пределах от 0,5 до десятков и даже сотен метров.

Пегматитовые жилы могут быть разделены на сподуменосные, касситеритоносные, бериллоносные и безрудные. Строение их неоднородное, большей частью зонально-полосчатое. В составе пегматитов встречаются альбит, кварц, мусковит, калишпат, сподумен, касситерит, турмалин, берилл, колуंबотанталит, гранат, лепидолит и апатит, реже пирит, арсенопирит, ниобоганталиты, топаз и зеленая хлоритовая слюдка.

В пегматитах Горбуновского и Митрофановского участков развиты процессы грейзенизации и альбитизации. С грейзенизированными пегматитами обычно связана оловянная минерализация.

При обосновании возраста описанных гранитов следует исходить из того, что они внедряются в верхнеюрские (донинемеловые) диориты и в верхнеюрские осадочно-эффузивные породы. Определение абсолютного возраста двух образцов (биотитового и гранита и гранодиорита) дало соответственно 125—130* и 115 млн. лет. Указанные цифры отвечают концу верхней юры. Этот возраст и принят для гранитов.

ТЕКТОНИКА

На изученной территории устанавливается общее северо-восточное простирание складчатых структур, столь характерное, как известно, для всего Восточного Забайкалья в целом. Длительное формирование этих структур происходило в результате ряда последовательных тектонических движений. В геологической истории района выделяется не менее семи седимен-

* 130 млн. лет получено при повторном анализе.

Дале к югу снова наблюдается крупная антиклиналь широтного простирания, осложненная многочисленными мелкими складками. В ядре ее обнажается кулиндинская свита.

На левобережье Аги наблюдается большое число линейно-вытянутых, асимметричных, обычно опрокинутых складок. Подтверждениями большой протяженности структур могут служить горизонты кварцитов и известняков, прослеживаемые на первые десятки километров. В бассейне Туроканды и Шивучей наблюдаются антиклинальное поднятие, сильно осложненное последующими разрывными нарушениями. Это поднятие отделяет друг от друга Беринскую и Ключевскую брахисинклинали, выполненные пермскими осадками.

К западу от Хара-Шибирского разлома ниже-среднепалеозойские образования собраны в систему складок северо-восточного простирания. Длина складок от километра до нескольких километров, ширина от 0,5 до 2,8 км. Складки остроугольные, часто асимметричные, слабо опрокинутые к юго-востоку. Хара-Шибирский разлом срезает складчатые структуры почти по простиранию.

На левобережье Ингоды ононские образования слагают, по-видимому, периклинальную часть антиклинальной структуры. Падение на ее крыльях порядка $35-45^\circ$.

Ниже-среднепалеозойские породы, залегающие среди гранитов и превращенные в кристаллические сланцы и гнейсы, образуют относительно простые складки. Так, например, в районе пади Княжа углы падения сланцев и гнейсов редко превышают $55-60^\circ$. Ориентировка складок весьма изменчива.

Девонские отложения собраны в систему антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного ($30-45^\circ$) простирания. Складки обычно остроугольные, симметричные, с углами падения крыльев $40-45^\circ$. Ширина складок $2,5-3,5$ км. Девонский этап тектонического развития района завершился интенсивной интрузивной деятельностью, приведшей к образованию диоритов, гранодиоритов и гранитов.

Хотя между отложениями ононской свиты и перми существует крупный перерыв, азимутальное и угловое несогласия между ними остаются сравнительно небольшими (порядка $10-30^\circ$). При этом наблюдается унаследованность пермскими образованиями главнейших ононских структур. Несмотря на то, что структуру пермской толщи и нельзя назвать простой синклиналью, так как она осложнена множеством синклиналей и антиклиналей, тем не менее она в общих чертах представляет собой структуру синклинального типа, согласную с общей структурой нижележащих образований. Она вытянута в направлении СВ $55-60^\circ$. В центре ее, в бассейне Берей, выделяется Берейнская мульда, длиной около 12 км, шириной 8 км. Крылья мульды, наклоненные под углами от 45 до 80° , сильно осложнены складками 2-го и 3-го порядков. Последние,

как правило, близки к линейным, резко асимметричны и даже опрокинуты на северо-запад. Углы падения юго-восточных крыльев синклиналей $70-80^\circ$, северо-западных $30-45^\circ$. Восточная часть мульды, довольно плавно замыкающаяся, осложнена двумя сбросами сходящимися под острым углом, по которым опустился клинообразный блок. На западе мульда также обрезана сбросами.

Непосредственно к западу от Берейнской мульды расположена синклинальная структура. В плане она слабо изогнута с выпуклостью к югу. Шарнир ее быстро погружается в западном направлении, крылья падают под углом $35-50^\circ$ и осложнены более мелкими складками. К северо-западу и юго-востоку эта структура сменяется синклиналями, осложненными разрывными нарушениями. Дальше к юго-западу и югу от Берейнской мульды, в районе г. Хосото-Ундыр, с. Бильчир и г. Хуху-Шелун чиронская свита образует крупные линейные складки, осложненные более мелкими структурами 2-го и 3-го порядков. Все они простираются по азимуту $65-75^\circ$ и иногда кулисообразно сменяют друг друга. Наиболее крупные синклинали и антиклинали вытянуты на $8-10$ км при ширине $1-2$ км. Складки как крупные, так и мелкие, обычно остроугольные, асимметричные и опрокинуты на северо-запад, иногда близки к изоклинальным. Падение юго-восточных крыльев синклиналей $65-80^\circ$, северо-западных $40-70^\circ$. Крупную синклинальную структуру образует пермь в бассейне Ключевой (Ключевая брахисинклиналь).

Общее простирание брахисинклинали близкое к меридиональному. Западное крыло этой структуры разбито сбросами на отдельные клиновидные блоки. Центроклинальные замыкания, особенно южное, очень постепенные. Наклон крыльев брахисинклинали изменяется в пределах $20-50^\circ$.

Берейнская мульда и Ключевая брахисинклиналь разделены большой и сложной антиклинальной структурой, ось которой простирается в северо-восточном направлении и погружается в том же направлении. В верховье пади Левой ось этой структуры, резко изгибаясь к юго-востоку, проходит севернее с. Чирон. В ядрах этой структуры обнажена наиболее древняя свита пермичиронская.

От высоты 900 к северо-западу отходит ответвление, представляющее собой ряд поднятых блоков. Оно соединяется поднятием бассейна Тухалтуй. Последнее, вероятно, представляет собой крупный, приподнятый по разломам, блок, с которого смыты пермские образования. Подобный, но значительно меньший, блок расположен западнее с. Ноконово.

В окончательном формировании структур пермских отложений большую роль сыграли дизъюнктивные нарушения. По разломам выделялись и перемещались в вертикальном направлении отдельные глыбы и целые блоки. Глыбово-блоковые

перемещения существенно отразились на морфологии складчатых структур. Ярким примером этого может служить Берейнская муфта.

Крупнейшим дизъюнктивным нарушением является Хара-Шибирский разлом, проходящий восточнее с. Хара-Шибир через высоты 979 и 914. Он имеет северо-восточное простирание (35°) и почти вертикальное падение. На протяжении более 25 км он отделяет породы ононской свиты от более молодых пермских образований и под прямым углом обрывает складчатые структуры последних. Вертикальное смещение по Хара-Шибирскому разлому, вероятно, достигает многих сотен метров. Возраст разлома доюрский, так как окончание его скрыто под юрскими отложениями.

Южнее Берейнской муфты, у высоты 862, прослежены два крупных почти параллельных надвига примерно широтного простирания с падением плоскости смещения в северном направлении под углом 50—60°. Амплитуда вертикального смещения достигает нескольких сотен метров и быстро затухает в западном направлении. Горизонтальное смещение порядка 300—400 м. При этом на отложения перми надвинуты ононские образования.

Крупный широтный разлом с большим вертикальным и горизонтальным смещением прослежен на южном склоне горы Коноплево. Он круто падает к северу. Западное продолжение его скрыто под аллювием пади Чирон.

Через рудник Первомайский проходит взброс северо-восточного простирания с крутым северо-западным падением. В поднятом крыле взброса выведены на поверхность из-под мощной пермской толщи породы ононской свиты, что свидетельствует о большой амплитуде смещения. Большинство разрывных нарушений в пермской толще секут складчатые структуры или под острым углом к их простиранию, или почти по простиранию.

Верхнетриасовые отложения приурочены к полосе, представляющей собой крупный прогиб. Этот прогиб явственно протягивается от курорта Дарасуна через центральную часть описываемого района к ст. Куэнге. Четкая зависимость состава грубообломочных пород верхнего триаса от состава окружающих пород позволяет предполагать, что в общих чертах данная полоса соответствует области первичного накопления триасовых осадков. Нахождение в самых верхах разреза триаса остатков наземных растений свидетельствует, по-видимому, о появлении прибрежных (континентальных) фаций.

Триасовые отложения образуют достаточно крупные складки. На правобережье иногда они простираются на восток-северо-восток и падают в общем на север под углом от 30 до 55°; в районе Булыктинского поля простирание триаса также северо-восточное, а падение более пологое (40—45°) северо-западное и

крутое (до 75°) юго-восточное. Судить о размерах складок трудно, но длина их не менее 10 км.

Время, предшествовавшее образованию юрской осадочно-эффузивной толщи, характеризуется интенсивными разрывными нарушениями разного масштаба. Более мелкие, имеющие только местное значение, не выходят за пределы распространения триаса, тогда как крупные (до 13 км) разрывы затрагивают образования других возрастов.

Юрские осадочно-эффузивные образования также приурочены к указанному выше прогибу. Они собраны в крупные линейные складки субширотного простирания. Складки обычно симметричные, пологие и резко отличные от складок пермских и более древних пород.

В районе курорта Шиванда наблюдается крупная антиклиналь протяженностью более 20 км. Углы падения пород на крыльях 15—25°. Шарнир ее ориентирован по азимуту СВ 75—80°. Периклинальные замыкания антиклинали очень постепенные. К югу от антиклинали наблюдается примерно равновеликая синклиналь шириной около 3,5 км. Северо-восточное продолжение синклинали обрвано крутопадающим разломом северо-западного простирания.

После образования юрской осадочно-эффузивной толщи наступает период интенсивной интрузивной деятельности. Именно в это время происходит внедрение диоритов и гранитных пегматитов. Нижнемеловые отложения приурочены к Шаракундуйской депрессии. Всего изучены две депрессии: Шаракундуйская и Зугалайская.

Шаракундуйская депрессия в пределах площади листа имеет длину около 13 км и ширину 7,5 км. С помощью электрозондирования (ВЭЗ) и симметричного электропрофилирования по двум линиям, расположенным попеременно депрессии на расстоянии 4,5 км одна от другой, установлен ее асимметричный профиль: северо-западный, довольно ровный борт наклонен под углом 10—13°, юго-восточный более крутой (20°), причем там, где борт депрессии сложен гранодиоритами, угол склона порядка 50° наблюдается до глубины 300 м, а далее быстро уменьшается до 10°. Глубина депрессии увеличивается в юго-западном направлении, превышая 500 м.

Зугалайская депрессия также ориентирована в северо-восточном направлении. Длина ее около 12 км, средняя ширина 4 км. По данным электроразведки, депрессия имеет симметричный профиль со средней крутизной склонов 10—12°. Наибольшая глубина ее 520 м.

Мезозойский этап складкообразования явился завершающим в формировании складчатых структур района. В дальнейшем район подвергался только вертикальным колебательным движениям, о чем свидетельствуют мощные отложения третичного

возраста (шилкинские конгломераты) и четвертичные озерно-речные образования юго-восточной части района.

К новейшим движениям относятся многократные колебания базиса эрозии рек, приведшие к образованию многочисленных аккумулятивных и аккумулятивно-эрозионных террас, к резкому врезанию долин и т. д.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Современный рельеф в основном разделяется на три генетические категории: эрозионно-тектонический, эрозионно-денудационный и денудационно-аккумулятивный.

К первой категории относятся складчато-глыбовые горы. Это остатки палеозойских складчатых структур, переработанных мезо-кайнозойскими глыбовыми движениями. Их рельеф сформировался главным образом в результате долинной эрозии на поднимающиеся горные массивы. Ко второй категории относятся рельеф, сформированный на левоингодинских гранитах. В формировании этого типа рельефа главную роль играли процессы денудации и в первую очередь — долинной эрозии. К третьей категории относятся пролювиально-дельтавые и озерно-аллювиальные поверхности межгорных депрессий и аллювиальные поверхности крупных долин, сформированные в основном процессами аккумуляции.

Различная интенсивность указанных процессов, обусловленная длительностью их воздействия, механическими свойствами горных пород, геологической структурой, климатическими и другими факторами, привела к возникновению ряда морфографических типов рельефа с характерными для каждого из них формами рельефа или их сочетаниями. Более стойким в механическом отношении магматическим породам соответствует средний горный расчлененный и сильно расчлененный рельеф. Холмистые и плоские поверхности приурочены к площадям развития нижне-, среднепалеозойских, пермских, меловых и аллювиальных четвертичных образований.

Влияние фактора времени слабо зависит от состава слагающих тот или иной участок пород. Низкогорный и среднегорный слабо расчлененный рельеф связан с такими участками территории, куда еще не «дошла» эрозия последнего эрозионного цикла. Для этих участков характерны заболоченные долины блюдцеобразного и ящикообразного профиля, широкие пологие водораздельные пространства, лишенные коренных выходов пород или с единичными скальными останцами. Склоны гор большей частью пологие ($10-15^\circ$), при приближении к тальвегам долин крутизна их увеличивается до $25-30^\circ$. Относительные отметки поверхности колеблются в пределах $80-150$ м, абсолютные $600-800$ м.

В придолинных частях слабо расчлененного рельефа отмечаются области интенсивного развития долинной эрозии, проявившиеся в образовании серии оврагов. Овраги обычно неглубокие, в рельефе выражены слабо.

К сильно расчлененному рельефу относятся северо-западные отроги центральной части Борщевочного и северо-восточные отроги Могойтуйского хребтов (правобережье рр. Ингоды и Шилки). Абсолютные отметки этого района варьируют в пределах $610-1030$ м, относительные $290-410$ м. Резкоочерченные водораздельные пространства нередко имеют форму зубчатых гряд, увенчанных многочисленными останцами выветривания. Для речных долин и падей этого типа рельефа характерен поперечный профиль, близкий к V-образному, в приустевых частях нередко приобретающий вид каньонов. Изредка в нижних и средних частях падей отмечаются обрывки I и II надпойменных террас.

Эрозионно-денудационный среднегорный расчлененный рельеф охватывает область, окаймленную реками Кия, Ингода и Шилка. Абсолютные отметки варьируют в пределах $590-830$ м, единичные же вершины имеют отметки $950-1000$ м. Относительные превышения равны $180-270$ м. Пади и водоразделы ориентированы в близмеридиональном направлении. Водораздельные участки имеют вид узких гряд, которые в сочетании с узкими долинами создают впечатление сильно расчлененного рельефа.

В общем же рельеф имеет округлые выпуклые формы и только в отдельных местах среди гранитного поля можно увидеть неровные склоны водоразделов с небольшими останцами. Форма долин ящикообразная, реже V-образная. В нижних и средних частях долин падей Дельмачик, Булыкта, Зевина, Байцеуг и др. отмечаются две надпойменные террасы высотой соответственно $3-5$ и $6-10$ м. I надпойменная терраса по типу аккумулятивная, II — цокольная.

При анализе изменений поперечных профилей речных долин обнаруживается достаточно закономерная картина.

Так, для бассейна р. Ингоды можно отметить следующее. Правые притоки имеют узкие V-образные долины для мелких рек (Челбахта, Шиванда и др.) и ящикообразные — для более крупных (Хара-Шибир). Для мелких притоков характерны ящичные долины. Для более длинных притоков вверх по течению долина расширяется, приобретает трапецеобразный и даже блюдцеобразный профиль. Особенно ярко расширение долины видно на примере пади Хара-Шибир.

Возникновение в нижних течениях левых притоков р. Ингоды резко суженных участков долин связано, по-видимому, с недавними подвижками по разломам, вызвавшими возобновление цикла эрозии. На это же указывает наличие ступеней в продольных профилях рр. Жерноковка, Дельмачик.

При формировании денудационно-аккумулятивного рельефа в основном проявились действие тех же факторов. Поверхности межгорных депрессий, бывших ареной аккумуляции в мезозое, имеют слабохолмистый или волнисто-увалистый рельеф, сформированный на предгорных и озерно-аллювиальных образованиях. В этих механически непрочных образованиях послемезозойская деструкция образвала пологие формы рельефа с широкими долинами.

Плоские поверхности современных долин, наоборот, являются примером незатронутых денудацией молодых аккумулятивных поверхностей.

Важную роль на формирование современного рельефа оклада деятельности крупных рек и их притоков.

Долина р. Ингоды характеризуется резко выраженной глубиной эрозией. На изученном отрезке реки развито пять террас: пойменная терраса высотой 1—4 м при ширине 0,5—2 км. I, II, III и IV надпойменные террасы высотой соответственно 4—8; 15—18; 30—50 и 60—80 м. Первые три террасы являются аккумулятивными, а остальные две — цокольными.

Такое же количество террас отмечается на изученных отрезках рр. Шилки и Онона.

Для боковых притоков характерны пойменная терраса и реликты I и II, реже III надпойменных террас.

С аллювиальными отложениями ряда притоков (Байцетуй, Горемняк и др.) связаны россыпи полезных ископаемых, из которых наибольшее значение имеет золото. При этом наблюдается отчетливая связь наиболее богатых золотоносных пластов с аллювиальными отложениями более низких уровней (руслевой и пойменный аллювий). Золотоносные пласты в большинстве случаев маломощны, но прослеживаются на значительные (до 2 км) расстояния.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа известны следующие полезные ископаемые: золото, олово, вольфрам, бериллий, тантал и ниобий, сурьма и известняки. Среди них промышленное значение имеют золото, вольфрам, сурьма и известняк.

Остальные полезные ископаемые встречаются либо в непромышленных концентрациях, либо как проявления, промышленная ценность которых пока не выяснена.

ЗОЛОТО

На площади описываемого листа известно одно россыпное месторождение и многочисленные мелкие проявления.

Золотоносная россыпь представлена галечниками с глиной, песком и гравием. Запасы золота 216 кг отнесены к забалан-

совым, так как подсчитаны по данным одиночных скважин. Среднее содержание золота 309 мг/м³.

По ключу Олгатая также разведана россыпь, приуроченная к террасовому аллювию и состоящая из двух золотоносных пластов. Длина россыпи 1600 м, запасы металла 216 кг, среднее содержание золота 2,5 г/м³.

В среднем течении Верхнего Байцетуя имеется разведанная россыпь с запасом золота около 200 кг, но так как подсчет запасов проводился по данным весьма редких скважин, они признаны забалансовыми.

По падам Кия, Дельмачик, Горемняк и Байцетуй в прошлом отработывались старателями россыпное золото.

Единичные знаки золота установлены во многих шлиховых пробах из аллювиальных отложений большинства левых притоков Ингоды и Шилки и в некоторых пробах по Зугалаю, Хара-Шибирю и Аге.

Возможности открытия как коренных, так и россыпных месторождений золота далеко не исчерпаны. Для этого требуется постановка поисковых работ, в первую очередь на левобережье Ингоды, где имеются многочисленные отработанные россыпи и наибольшее число шлихов с содержанием золота. И, естественно, здесь следует искать коренные источники россыпного золота.

ОЛОВО

На территории листа известно одно месторождение олова и ряд проявлений как в коренном залегании, так и в россыпях. Все известные рудопроявления олова связаны с пегматитовыми жилами.

Луковогорское месторождение находится на левом берегу Онона, в 3 км севернее с. Чирон. На месторождении имеется свыше 50 пегматитовых жил, которые по морфологическим особенностям и условиям залегания разделены на две группы.

Первая группа жил располагается в северо-западной части месторождения и характеризуется выдержанным почти меридиональным простиранием (отклонение от меридиана 10° в ту или в другую сторону) с падением на северо-восток и юго-восток под углом 30—50°. Жилы маломощные, редко достигающие мощности 25—30 см.

Вторая группа располагается в юго-восточной части месторождения, простирание жил северо-восточное 30—70°, с падением на юго-восток. Мощности жил от 0,5 до 1,5 м. Вмещающими породами пегматитовых жил на обоих участках являются верхнеюрские биотитовые граниты. Контакты жил резкие.

Рудные тела связаны со второй группой пегматитовых жил. Минеральный состав рудных тел следующий: кали-натровый

полевой шпат, дымчатый кварц, биотит, турмалин, гранат, касситерит и апатит.

Содержание касситерита по простиранию и падению жил неравномерное и колеблется от 0 до 8%. Из всей разведанной длины (более 200 м) жил содержание олова, имеющее практическое значение, установлено лишь на протяжении 20—80 м. На остальном протяжении жилы либо совершенно не содержат олова, либо содержат его в незначительных количествах (в отдельных гнездах). Запасы олова по кат. $C_1 + C_2$ 31 т.

Олово встречается также в многочисленных пегматитовых жилах Завитинского рудного района.

Касситерит (иногда совместно с вольфрамитом и шеелитом) встречается в шлиховых пробах, отобранных в районах развития верхнеюрских гранитов и среднепалеозойских гранодиоритов, где нередко образует ореолы рассеяния.

ВОЛЬФРАМ

Барун-Шивейское месторождение расположено на западном фланге широтной полосы кварцитов верхнеононской подлиты. Месторождение низкотемпературного гидротермального типа. Оруденение приурочено к пологопадающим зонам разлома в кварцитах, слагающих мощные пласты среди сланцев. В результате селективного развития дробления и трещиноватости в хрупких кварцитах образовались сложные линзовидные зоны брекчий, в которых и локализуется основная масса фероберита; в сланцах оруденения не встречено.

Преобладают брекчиевые руды при подчиненном распространении полосчатых, образование которых обусловлено чередованием полос руды различного состава. Главными рудными минералами являются вольфрамит, ферберит, антимонит и киноварь; в незначительных количествах встречаются пирит, арсенопирит и халькопирит.

Рудные тела, сформированные в несколько этапов, причем каждый этап минерализации отделен от предыдущего нарушениями, что выражается в частичном брекчировании ранее образованных руд и в цементации их более поздними минералами. Выделяется четыре этапа минерализации, причем ферберитовый этап является более поздним, чем антимонитовый, и более ранним, чем основной этап отложения киновари. В то же время, в рудах вольфрамитового этапа совместно с ферберитом образуются антимонит и киноварь, последовательность образования которых соответствует последовательности формирования основных этапов рудоотложения (антимонит, затем ферберит, затем киноварь).

Среднее содержание WO_3 в разведанной части рудного тела подтверждено быстрым и значительным колебаниям — от десятих долей процента до 10%, реже и выше. Наиболее высокие

содержания характерны для рудных участков сложного строения. Среднее содержание WO_3 в руде около 1%.

По состоянию на 1/1 1958 г. запасы по кат. C_1 3300 т WO_3 , а рудной массы — 235 тыс. т. Прогнозные запасы 10000 т WO_3 и 1000 тыс. т руды до глубины 200—300 м. Месторождение на 70% может быть отработано открытым способом. Извлечение вольфрамитов вполне удовлетворительное.

На водоразделе падей Налгикек и Шиванда известно коренное шеелитовое рудопроявление непромышленного значения.

Вольфрамит и шеелит встречаются во многих шлиховых пробах, взятых в разных частях описываемой площади.

СУРЬМА

Булыктинское месторождение расположено на левом берегу Булыкты, в 0,5 км южнее Московского тракта. Район месторождения сложен свитой метаморфических сланцев, имеющих северо-восточное простирание и крутое северо-западное падение (50—90°).

Оруденение приурочено к зоне дробления сидеритизированных пород, возникших в результате гидротермального изменения сланцев. Эта зона прослежена по простиранию на 2,5 км.

Всего на месторождении известно восемь рудных тел. Они представляют собой мелкие зоны окварцевания в брекчированных сидеритизированных породах. По форме это маломощные жильные штоckerки различной длины, содержащие неравномерную гнездовую вкрапленность сульфидов сурьмы.

Рудные тела имеют северо-восточное простирание и северо-западное или юго-восточное падение под углом от 25 до 70°. Длина рудных тел от 5,5 до 170 м, мощность 5—10 см, до 50 см в раздувах. Минеральный состав руд: кварц, кальцит, антимонит, стибиконит, валентинит, сервантит, кермазит. Изредка встречаются примазки киновари.

Содержание сурьмы в отдельных пробах колеблется от 0,4 до 31,2%. Запасы сурьмы, подсчитанные по трем жилам, составляют 113 т.

Жипкошинское месторождение расположено в 4 км к запад-юго-западу от с. Берея на обоих склонах левого распада Жипкоши. Месторождение находится в юрских конгломератах, несогласно залегающих на перми и согласно перекрытых юрскими эффузивами. Оно разделено распадком на два участка — западный и восточный.

Наиболее крупные и богатые рудные тела вскрыты каналами на западном участке. Они представляют собой довольно выдержанные по мощности жилы, в основном северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 30—60°. Самая крупная жила прослежена канавами на 130 м. Макси-

мальная мощность ее 90 см (в раздувах), минимальная 15—20 см. Простирание жилы СЗ 355°, падение СВ угол 40°.

К западу от основной жилы более или менее параллельно ей расположены сравнительно мелкие рудные жилы, две из которых (мощностью 10—20 см) прослежены на 80 м.

Рудные жилы сложены кварцем с антимонитом, содержание которого колеблется от 50 до 80%. Во многих случаях антимонит образует сплошную мономинеральную руду. Часто наблюдаются крупные лучистые кристаллы антимонита длиной до 5 см. В руде встречаются единичные зерна пирита. Околожилных изменений во вмещающих руду конгломератах не наблюдалось, хотя в бороздовых пробах, взятых из пород между жилами, содержится сурьмы от 0,2 до 2%. Бороздовые пробы из наиболее богатых участков жилы показали содержание сурьмы от 27 до 46%, а также содержание золота до 0,8 г/т.

Подсчет запасов по кат. С₁ на западном участке дал 3500 т металлургической сурьмы.

На восточном участке рудная зона шириной не менее 40 м прослежена на 200 м. Рудная зона сложена кварцем двух генераций, пронизанным сравнительно редкими прожилками антимонита мощностью от 2 мм до 5 см. Прожилки в основном имеют северо-западное простирание. Бороздовые пробы из этого участка показали содержание сурьмы от 0,2 до 5%. Содержание золота во многих пробах от 0,1 до 0,8 г/т.

Западный и восточный участки расположены на расстоянии 800 м друг от друга. Непосредственная связь между ними пока не установлена. Для окончательной оценки месторождения требуются детальные разведочные работы.

Кроме описанных двух месторождений, на территории листа известны Горемнакское рудопроявление сурьмы и находки антимонита в свалах на водоразделе Унгадыя и Кангила.

Антимонит (нередко совместно с кинварью) встречается во многих шлихах, взятых в правоингодинской части площади. Эта территория является перспективным сурьмяносым районом. Для открытия новых рудопроявлений сурьмы требуется постановка крупномасштабных поисковых работ в районах известных в настоящее время месторождений сурьмы и, в первую очередь, на Ингода-Агинском водоразделе, где поиски ранее не проводились.

ИЗВЕСТНЯК

На площади данного листа известно одно (Кирочинское) промышленное месторождение известняка.

Кирочинское месторождение расположено на правом берегу Онона, в 2 км выше д. Кироча. В геологическом

строении месторождения принимают участие метаморфические сланцы ононской свиты, в которых залегает сложный пласт известняков.

Известняки прослеживаются в северо-западном направлении между падами Глубокой и Сухой, на расстоянии 1,8 км в полосе шириной 100—400 м. Пласт состоит из нескольких слоев известняка, разделенных сланцами. Количество слоев известняков колеблется от двух до четырех, максимальная мощность их 15 м, минимальная 1 м. Мощность сланцев колеблется от 1 до 10 м. Известняки светло-серого, серого и темно-серого цвета.

Известняки высокого качества. Химический состав их (15 проб) следующий: SiO₂ 0,4—1,64%; Al₂O₃ 0,15—0,74%; Fe₂O₃ 0,03—0,18%; CaO 54,55—55,64%; MgO 0,13—0,72%, п.п.п. 43,12—43,89%. Запасы по кат. С₁ 1 млн. т, по кат. С₂ 2,4 млн. т.

Кроме описанного месторождения, известны многочисленные выходы известняка по пади Воровской, в устье Кангила и на водоразделе падей Шазагайтуй и Зугалай. Из них наиболее перспективным является последний участок, на котором желательна постановка детальных поисковых работ для его окончательной оценки.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды района связаны в основном с двумя комплексами пород: а) рыхлыми четвертичными отложениями; б) скальными породами дочетвертичного возраста — осадочно-эффузивными, метаморфическими и интрузивными.

Первый комплекс пород характеризуется наличием пластово-поровых вод, второй — трещинных вод.

Пластово-поровые воды

В аллювиальных и древних озерно-аллювиальных отложениях отмечаются два горизонта пластово-поровых вод, различающихся по глубине залегания, дебиту и режиму: верхний — надмерзлотный и нижний — подмерзлотный. Слой мерзлых пород разграничивает надмерзлотные и подмерзлотные воды.

Надмерзлотные воды в пределах описываемого района используются весьма ограниченным распространением и наблюдаются преимущественно в поймах Ингоды, Шилки, Онона и Аги. Эти воды являются причиной заболачивания пойменных террас. Литологический состав этого водоносного горизонта разнообразен — от галечников с песками до супесей и легких суглинков. В зависимости от ряда особенностей (характера геологического разреза, растительности, рельефа) воды этого горизонта в зимнее время местами промерзают полностью, местами частично. Полное промерзание надмерз-

лотных вод наблюдается на большей площади. Мощность водоносного горизонта до 3 м. Источником его питания являются главным образом атмосферные осадки. Дебит источников от 0,2 до 0,4 л/сек, температура воды обычно не более 2—4°. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-магнєвые с величиной сухого остатка от 0,2 до 0,5 г/л.

Подмерзлотные воды в четвертичных отложениях залегают под толщей водоупорного мерзлого аллювия. Площадное распространение подмерзлотных вод примерно совпадает с площадью распространения надмерзлотных: эти воды приурочены к долинам Ингоды, Шилки и Аги, а также долинам притоков Онона и Зугалайской впадине и др. Литологически этот водоносный горизонт представлен галечниками, гравелитами и песками. Глубина залегания обводненных пород 12—25 м, мощность 1,5—3 м. Сквжины, вскрывающие воды этого горизонта, в большинстве случаев фонтанирующие. Пьезометрический уровень подмерзлотных вод составляет от +1,6 до +4,0 м. Дебиты источников 1—2,5 л/сек. Среди подмерзлотных вод выделяется несколько гидрохимических классов. Главными из них являются гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-магнєвый и гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-магнєвый. Величина минерализации 0,2—0,5 г/л.

Пестрый состав подмерзлотных вод объясняется в первую очередь их гидравлической связью с глубокими горизонтами трещинных вод, откуда происходит их постоянное питание.

Трещинные воды

В эту группу включаются подземные воды разных по возрасту палеозойских и мезойских пород, водоносность которых связана с их трещиноватостью, в общем примерно одинаковой независимо от возраста пород.

Среди трещинных вод различаются две крупные разновидности: а) воды коры выветривания и б) воды тектонических разрывов.

Воды коры выветривания. В зависимости от характера литологического состава и глубины эффективной трещиноватости трещинные воды коры выветривания развиты до глубины 60—100 м. Глубина залегания этого типа вод зависит также от степени трещиноватости пород.

В пределах района располагаются два межгорных бассейна полуартезианского типа: первый на севере района по левобережью Ингоды, и второй — на юге района, в бассейне Аги и Онона.

В пределах каждого из бассейнов выделяются три зоны с различной глубиной и характером залегания трещинных вод. Первая включает в себя водораздельные пространства и характеризуется глубиной залегания трещинных вод от 50 до

100 м, вторая — горные склоны и террасы долин с глубиной залегания зеркала вод от 0 у подножий склонов до 50 м на склонах, третья — долины современных рек, где глубина залегания трещинных вод колеблется от 10 до 50 м.

Степень обводненности палеозойских и мезозойских пород примерно одинакова, мощность обводненных зон колеблется от 17 до 50 м. Мощность обводненной зоны в гранитах левобережья Ингоды несколько больше и доходит до 80—100 м. На большей части площади района трещинные воды безнапорные. Напорные воды наблюдаются лишь в долинах рек, где обводненные зоны перекрыты слоем мерзлого аллювия.

Дебиты скважин, пройденных в скальных породах, составляют 0,3—1,6 л/сек, дебиты источников трещинных вод колеблются в широких пределах — от сотых долей до 1—2 л/сек.

Среди трещинных вод выделяются гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые, гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-натриевые и др. Минерализация 0,2—0,5 г/л.

Пополнение трещинных вод происходит главным образом за счет атмосферных осадков.

Воды тектонических разрывов наблюдаются в центральной части района — в окрестностях рудника Первомайского и на курорте Шиванда. Выходы минеральных источников в пределах Шиванды приурочены к зонам катаклазированных пород. Характерным для трещинных вод тектонических разрывов является наличие напора и высокое содержание свободной углекислоты. Сквжины, пробуренные в окрестностях курорта Шиванда, вскрыли воды этого типа с пьезометрическим уровнем +15 м.

Воды характеризуются гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциево-магнєвым и гидрокарбонатно-сульфат-хлоридно-кальциево-магнєво-натриевым составом. Сложность химического состава указывает на смешение глубинных вод и вод неглубокого залегания. Минерализация составляет 0,4—0,9 г/л, содержание свободной CO_2 0,35—1,2 г/л, содержание HCO_3^- 0,4—0,7 г/л. Минеральные воды содержат много спонтанного CO_2 .

В заключение необходимо отметить, что известные в районе источники водоснабжения распределены крайне неравномерно. Если в центральной и северной частях района они распределены довольно равномерно, то в Агинской степи наблюдаются большие затруднения в водоснабжении населенных пунктов и животноводческих ферм.

Приложение 1
Список материалов, использованных для составления карты
полезных ископаемых листа М-50-П

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материалов, его фондový номер или место издания*
1	Авдеев А. И.	Производственно-технический отчет за 1954 г.		8405
2	Белик П. Г. и Белик Я. Г.	Геологический очерк верховьев рр. Ульдурги, Таладчи, Торги, Урульги.		1471
3	Быков В. И.	Геологический отчет по работам Чиронской партии за период 1952—1954 гг.		7495
4	Быков В. И.	Геолого-промышленный отчет по работам Чиронской партии на Луковогорском месторождении олова за 1953—1954 гг.	1955	7496
5	Богомолов Н. С., Кужелева Н. В.	Отчет Забайкальской гидрогеологической партии о результатах комплексной гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной в бассейне р. Аги в 1953 г.		
6	Богомолов Н. С.	Отчет Забайкальской гидрогеологической партии о результатах комплексной гидрогеологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в междуречье верховой Барун-Догоя — Барун-Шивей и в бассейне нижнего течения р. Устей-Хилы в 1954 г.	1955	7297
7	Большаков П. М.	Краткий отчет о геологоразведочных работах, произведенных Забайкальским рудоуправлением в 1948 г.		

* В данной графе указаны инвентарные номера материалов, хранящихся в Геологических фондах ЦГУ.

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материалов, его фондový номер или место издания
8	Большаков П. М.	Отчет о геологоразведочных работах на бериллий, произведенных Забайкальским рудоуправлением в 1948—1949 гг.		
9	Гланц И. И.	Промежуточный отчет Агинской геологоразведочной партии за 1952—1955 гг.	1955	
10	Давидович Я. Е.	Отчет Восточно-Забайкальской партии о поисковых работах на цементное сырье.	1939	
11	Ермолаев К. Д.	Отчет о геологопоисковых работах на цементное сырье в районе верхнего течения р. Шилки в 1951 г.		
12	Змановский П. П.	Геологический отчет Завитинской геологоразведочной партии за 1951 г.	1952	
13	Змановский П. П.	Геологический отчет Завитинской геологоразведочной партии за 1952 г.	1952	
14	Змановский П. П.	Годовой отчет за 1953 г.	1954	
15	Змановский П. П.	Геологический отчет Завитинской геологоразведочной партии за 1954 г.	1955	
16	Змановский П. П.	Геологический отчет за 1955 г.	1956	
17	Игнатова М. Д., Якжин А. А.	Геологические результаты обследования сурьмяных месторождений Восточного Забайкалья	1941	
18	Кряжев Г. С.	Отчет о поисках полезных ископаемых в районе слияния рр. Ингоды и Онона	1934	

Продолжение прилож. 1			
№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания
19	Минеев И. К.	Отчет по работам Борщевского поискового отряда за 1939 г.	1954
20	Михайлов И. Д.	Отчет по разведочным работам Борщевского поискового управления за 1938—1939 гг.	
21	Можаровский М. С.	Отчет о поисково-разведочных работах Борщевского поискового управления за 1938 г.	
22	Московская Л. И.	Золотоносность северо-восточной периферии Агинского поля	1954
23	Пехтерев Н. А.	Отчет о результатах работ поисково-разведочной партии за 1945 г.	1948
24	Смеловский С. П.	Отчет о геологических исследованиях м-ба 1:200 000, проведенных Агинской поисково-съемочной партией в 1951 г.	
25	Тимофеев А. А.	Отчет по Дарасунской геологопоисковой партии за 1935 г.	
26	Трифонов В. А., Дерман Ф. Н.	Отчет о поисково-разведочных работах, проведенных Забайкальской партией в 1952 г.	1948
27	Филимонов И. Д.	Отчет о геологических работах Байцетуйской поисково-съемочной партии	
28	Шемонаева Т. А., Халецкая О. В.	Отчет о геологопоисковых работах партии за 1954 г.	
29	Шемонаева Т. А.	Отчет о геологопоисковых работах Ингодинской партии конторы «Заболоторазведка» за 1955 г.	

Список промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-50-II карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

Приложение 2

№ по карте	Индикс на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тим место-рождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использо-ванного материала по списку (приложение № 1)	Примечание
26	IV-1	Большая Барун-Шивинское	В состоянии разведки	К	9	
20	III-2	Сурма Жинкошинское	Не эксплуатируется	К		
25	III-4	Известняк Кировинское	То же	К	10, 11	
1	I-1	Россыпь кл. Кочер Золото	Отработано	Р	22, 29	Запасы 58 кг, содержание до 3,7 г/м³, ранее добыто 205 кг
2	I-2	Россыпь рч. Верх. Бойцетуй и ее притоков	Не эксплуатируется	Р	22, 29	Запасы 35 кг, содержание до 1,3 г/м³, ранее добыто 130 кг
3	I-2	Россыпь рч. Ниж. Бойцетуй	Не эксплуатируется	Р	22, 29	
5	I-2	Россыпь кл. Кужертай	Отработано	Р	22, 29	

№ по карте	Индекс на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использованного материка (по списку № 1)	Примечание
6	1-2	Россыпь р. Топемнак	Не эксплуат.	Р	22, 29	Запасы 75 кг, содержание до 1,9 г/м ³ , ранее добыто 309 кг
7	1-2	Россыпь р. Вепх. Бойцетий (среднее течение)	Разведывается	Р	22, 29	Запасы 183 кг
8	1-3	Россыпь р. Кин	Обработано	Р	22, 29	Запасы 25 кг, ранее добыто 270 кг
9	1-3	Россыпь р. Дельмачин	Не развед.	Р	22, 29	

Список непромысленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-50-II карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использованного материка (по списку № 1)
------------	-----------------	--	------------------------	---	--

11	II-1	Золотоносная россыпь	Законсервирована	Р	1, 28, 29
12	II-3	Будяктинское	Законсервировано	К	17, 26
23	III-4	Луквоторское	То же	К	3, 4

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе М-50-II карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материка (по списку)	Примечание
------------	-----------------	---	---------------------------	--	------------

24	III-4	Олово Коноплевское	Олово связано с пермитами, залегающими в гранитах. Простирание лавк Северовосточное, мощность их от 0,2 до 6 м, протяженность до 200 м. Содержание олова до 0,4%, чаще всего 0,05—0,1%	18, 19, 20	
22	III-4	Торбуновское	Олово в пермитах, залегающих в песчано-глинистой толще. Простирание жиль СЗ 290—310°, длина от первых десятков метров до 200 м, мощность от 2 до 7 м. Оруденение гнездового характера, приуроченное к преципитированной участкам жиль. Содержание олова непромышленное	2, 3, 12—16, 19, 20	
28	II-3	Завитинское пермитное	Шлиховой ороел касситерита, связанный с пермитами. Содержание касситерита в шлихах от единичных знаков до 23 кг/м ³	2, 3, 7, 8, 12—16	
29	III-4	Телентуйский ороел	В бассейне Телентуя шлиховым ороелом установлен ороел рассеяния касситерита, генетически связанный, по-видимому с гранитоидными. Содержание касситерита колеблется от нескольких до десятка знаков на лоток	2, 3, 12—16	

№ по карте	Индекс на карте	Название (местонахождение) и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
30	IV-4	Шаракундуевский ореол	Установлен шлиховым опробованием шурфов в пали Шаракунду. Содержание каситерита единичные знаки на лоток	7, 8, 12—16	7, 8, 12—16
21	III-3	Большерам	Вольфрамосные кварцевые жилы, секущие гранитный интрузив. Простирание жил северо-восточное, мощности невыдержанные (от 0,1 до 1,2 м), протяженность от нескольких метров до 130 м. Распределение шешита гнездовое, содержание WO_3 колеблется от нуля до 0,26% и в отдельных случаях 1,2—9%	7, 8, 12—16	7, 8, 12—16
27	III-3	Чиронский ореол	В бассейне палея Чирон и Унгайи шлиховым опробованием установлено содержание шешита во всех пробах в единичных знаках	7, 8, 12—16	7, 8, 12—16
22	III-4	Горбуновское	Вместе с касситеритом в пермитах содержится шешит. Содержание WO_3 до 0,45%	2, 3, 12—16, 19, 20	2, 3, 12—16, 19, 20
10	I-4	Молибден	Кварцевая жила с молибденовым блеском в гранитах. Прослеженная длина жилы 10 м, мощность 30 см. Простирание СЗ 310°, падение крытое северо-восточное. Оруденение	26	26

16	II-3	Каменское	Бериллий	Бериллы в пермитах жилых среди конгломератов карабачинской свиты. Простирание жил северо-западное. Протяженность от 40 до 400 м, мощность от нескольких сантиметров до 18 м. Содержание окиси бериллия колеблется от нуля до 0,028%.	2, 3, 12, 7, 8
17	II-3	Коченное	Бериллоносные пермиты, секущие СВ 80°. Мощность от 1 до 8 м, в среднем 2—4 м.	2, 3, 19, 20, 23	2, 3, 19, 20, 23
18	II-3	Молоковское	Бериллоносные пермиты в гранитах. Простирание жил северо-западное. Мощность от 2 до 15 м, протяженность от 45 до 1,7 м. Содержание берилла неравномерное. Выход берилла от 1,4 до 40 кг на 1 м ³ породы	2, 3, 13	2, 3, 13
15	II-3	Стрекинское	Бериллоносные пермиты в песчаносланцевой толще перми. Простирание жил северо-восточное. Протяженность их от нескольких метров до 200 м, мощность от нескольких сантиметров до 100 м. Протяженность бериллоносных зон в пермитах не превышает 40—50 м, мощность до 1,4 м, местами выклинивается. Выход берилла до 20 кг на 1 м ³ породы	2, 3, 7, 8, 14	2, 3, 7, 8, 14
19	I-4	Усть-Ононское	Кристаллы берилла в альбитизированных участках пермитах жил. Простирание жил северо-восточное. Мощность от 0,2 до 2,5 м.	2, 3, 8	2, 3, 8

№ по карте	Индикс по клеткам на карте	Название (местонахождение) и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
13	II-3	Литий	Спадевые зоны в пермитах. Пространство жил северо-западное. Длина жил от первых десятков метров до 200 м. Мощность сподуменовых зон до 1,5 м, содержание Li_2O достигает 1,23%	2, 3, 12-16, 19, 20	
14	II-3	Тантал и ниобий	Мелчайшая вкрапленность тантало-ниобатов в пермитах. Мощность жил от 0,3 до 5 м	2, 3, 12-16	
13	II-3	Горбунское	Гнездовое оруденение в пермитах. Пространство жил 290-310°. Длина от первых десятков метров до 200 м. Мощность от 2 до 7 м. Содержание Ta_2O_5 непромышленное и только в двух жилах достигает 0,018% и 0,011%	2, 3, 12-16, 19, 20	26
4	I-2	Сурьма	Антимонит в кварцевой жиле среди графитов. Длина жил до 200 м, мощность 0,05-0,33 м		

ЛИТЕРАТУРА Опубликованная

Герасимов А. П. Геологические исследования в Центральном Забайкалье. Геол. исслед. по линии Сиб. ж. д., 1910 г., вып. 23, ч. 2.

Дембо Т. М. Молодые гипабиссальные граниты низовьев р. Унды в Восточном Забайкалье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1944.

Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. Петрография СССР, сер. 1. Региональная петрография, вып. 12. Изд. АН СССР, 1950.

Лучицкий И. В. Геологическое строение низовий и среднего течения р. Онон. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, 1954.

Обручев В. А., Герасимов А. П., Гедройц А. Э. Геологические исследования и разведка в Забайкальской области в 1895—1898 гг. Крайний общий отчет. Геол. исслед. по линии Сиб. ж. д. 1899, вып. 19.

Флоренсов Н. А. К геологии верхней части бассейна р. Аги. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Восточной Сибири, вып. 12, 1937.

Худяев И. Е. Юрские морские отложения в Восточном Забайкалье. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 50, вып. 39, 1931.

Шейнман Ю. М. Геологический очерк района нижнего течения рек Онона и Ингоды и верховьев Шилки (Восточное Забайкалье). Тр. ВСГРГ, вып. 7.

Фондовая

Амантов В. А. и Зорина О. Н. Стратиграфия и литология нижнего и среднего палеозоя Агинского поля Восточного Забайкалья 1957—1959 гг. Фонды ВСЕГЕИ, инв. № 8894.

Валицкая И. С. Окончательный отчет Нижне-Ингодинской геологической партии за 1936 г. Рукопись, фонды ЧГУ, инв. № 462.

Иванова Т. С., Теляев М. М. Объяснительная записка к геологической карте листа М-50 (Агинское). Рукопись, фонды ЧГУ, 1947. Инв. № 5793.

Масленников Д. Ф. Стратиграфия и фауна пермских отложений Забайкалья. Рукопись, фонды ЧГУ, 1952, инв. № 6212.

Михно Н. Н. Отчет о геологопоисковых работах масштаба 1:25 000 Борщевочной экспедиции за 1953 г. Рукопись, фонды ЧГУ, инв. № 7202.

Орлова Л. М., Устюжанина А. В. Отчет по гидрогеологической съемке масштаба 1:100 000 в нижнем течении рек Ингоды и Онона за 1950 г. Рукопись, фонды ЧГУ, инв. № 2646.

Смеловский С. П. Отчет о геологических исследованиях масштаба 1:200 000, проведенных Агинской ПСП в 1951 г. Рукопись, фонды ЧГУ, инв. № 6219.

Туголонов М. И. и др. Отчет о геологическом строении низовий рр. Ингоды и Онона за 1955 г. Рукопись, фонды ЧГУ, инв. № 7769.
Шейнман Ю. М. Очерк по геологической съемке в 1929 г. в районе нижнего течения р. Ингоды и Онона и верхнего течения р. Шилки. Рукопись, фонды ЧГУ, инв. № 3005.
Самусин А. И., Андреев Ю. И. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Ингоды (промежуточный отчет о геологической съемке и поисках масштаба 1:200 000, проведенных летом 1955 г. в юго-восточной части листа М-50-1). ВСЕГЕИ, 1956. Фонды ЧГУ, инв. № 7722.
Гетяев М. М. Геологические работы в районе Ага-Карымская в Восточном Забайкалье. Рукопись. Фонды ЧГУ, 1929. Инв. № 3500.
Флоренсов Н. А. Окончательный отчет к геологии верхней части бассейна р. Аги Центрального Забайкалья. Рукопись, фонды ЧГУ, инв. № 3062/5.
Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Фонды ЧГУ, инв. № 6486.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Стратиграфия	5
Нижний палеозой (?)	5
Силурийская (?) система	7
Девонская система	11
Пермская система	12
Триасовая система	19
Юрская система	21
Меловая система	25
Четвертичная система	27
Интрузивные образования	28
Тектоника	44
Геоморфология	50
Полезные ископаемые	52
Подземные воды	57
Приложения	60
Литература	69

Редактор издательства Н. Г. Державина

Технический редактор Т. М. Шмакова

Корректор Т. М. Кушнер

Подписано к печати 9/X 1962 г.

Формат бумаги 60×90¹/₁₆

Бум. л. 2,25

Зак. 04518

Уч.-изд. л. 4,7

Бесплатно.

Картафабрика Госгеолтехиздата