

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
БУРЯТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

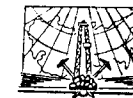
Серия Западно-Забайкальская

Лист М-48-IV

Объяснительная записка

Составители: *В. Н. Кодачигов, И. И. Панов*
Редактор *П. И. Налетов*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ 26 декабря 1961 г.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

МОСКВА 1968

СОДЕРЖАНИЕ

| | Стр. |
|-----------------------------------|------|
| Введение | 3 |
| Стратиграфия | 6 |
| Интрузивные образования | 27 |
| Тектоника | 42 |
| Геоморфология | 48 |
| Полезные ископаемые | 50 |
| Подземные воды | 63 |
| Литература | 64 |
| Приложения | 67 |

В книге всего пронумеровано 80 стр.

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-48-IV находится в пределах Бурятской АССР и Иркутской области и ограничивается координатами: 51°20'—52°00' с. ш. и 105°00'—106°00' в. д. от Гринвича.

В описываемом районе расположены хребты Приморский и Хамар-Дабан, а также юго-западная часть Байкальской впадины. Эти основные орографические единицы вытянуты в северо-восточном направлении.

Приморский хребет находится в северо-западной части площади листа и окаймляет с северо-запада Байкальскую впадину. Абсолютные высоты его в пределах описываемого района достигают 1181, 0 м, а относительные превышения над уровнем оз. Байкала — 700 м, а над дном долин рек до 450 м. Хребет асимметричного строения: юго-восточные склоны его крутые и сильно расчлененные на отдельные отроги, а юго-западные более пологие и менее расчлененные.

Хребет Хамар-Дабан окаймляет Байкальскую впадину с юго-востока и является сильно расчлененным горным массивом. Абсолютные отметки отдельных вершин его в западной части района достигают 2151 м, а в восточной — 1399 м. Относительные превышения хребта над уровнем оз. Байкала в западной части до 1700 м, а в восточной — до 900 м. Разность отметок водораздельных пространств над дном долин рек в западной части колеблется от 900 до 1100 м, а в восточной — от 300 до 400 м.

Ширина Байкальской впадины в пределах площади листа изменяется от 38 до 42 км. Почти вся она занята водами озера. В описываемом районе берег озера отступает от горного обрамления впадины только в ее юго-восточной части. Ширина полосы предгорий и здесь не превышает 5—6 км. Поперечный профиль озера корытообразной формы. Наибольшие глубины Байкала приурочены к его центральной части и в пределах района достигают 1854 м.

Из других водоемов следует отметить небольшие каровые озера, широко распространенные в бассейнах рек Аносов-

ки, Переемной и Лево́й Мишихи и редко достигающие в длину 500—600 м.

Наиболее крупным водотоком в районе является горная речка Переемная. Она стекает с хр. *Хамар-Дабан*. Длина ее около 36 км, ширина долины колеблется от 300 до 1500 м, ширина русла — от 50 до 150 м. Глубина речки в меженную воду 0,5—2 м. Скорость течения в верховьях 1,5 м/сек, а в низовьях до 0,9 м/сек.

Климат района континентальный с резкими суточными и сезонными колебаниями температуры. Летом умеренно жаркое с большим количеством осадков. Зима малоснежная с сильными морозами.

Площадь листа относится к таежной зоне. Древесная растительность представлена елью, сосной, кедром, лиственницей, березой, осиной. Верхняя граница леса поднимается до 1700—1800 м, выше которой начинается область голцов.

Территория листа обжита только по побережью оз. Байкала. Население преимущественно занято обслуживанием железнодорожного и водного транспорта.

Главными путями сообщения являются Восточно-Сибирская железная дорога, которая проходит по юго-восточному побережью озера, и водные пути, соединяющие Танхой и Мысовая с другими населенными пунктами, находящимися на побережье Байкала.

Геологическим изучением территории начиная с XVIII столетия в той или иной мере занимались многие исследователи, в частности И. Д. Черский (1877 г.), В. А. Обручев (1895 г.), Л. А. Ячевский (1895 г.), М. М. Тегяев (1914 г.), С. А. Докторович-Гребницкий (1918 г.), А. В. Арсентьев (1920 г.), В. С. Слодкевич (1931 г.), С. С. Смирнов (1931 г.), В. П. Маслов (1932 г.), К. С. Маслов (1936 г.), Д. С. Коржинский (1936ф), Л. С. Петров (1937 г.), В. Н. Данилович (1940 г.) и другие.

Первую площадную геологическую съемку масштаба 1:200 000 на площади листа М-48-IV (юго-восточное побережье оз. Байкал) в 1930 г. произвел Ю. М. Шейманн. В 1932 г. здесь проводил съемку в масштабе 1:500 000 Г. Е. Рябухин. В 1940 г. Н. И. Фоминым велись геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 бассейнов речек Мишихи, Мысовой, Мантурихи и нижнего течения рч. Темника. С целью поисков слодоносных пегматитов в 1945 г. К. П. Калинина провела геологическую съемку масштаба 1:100 000 северных склонов хр. Хамар-Дабана (междуречье Снежной и Переемной). В 1951 г. в связи с поисками нефти на Байкале Н. Н. Глазуновой было заснято в масштабе 1:50 000 юго-восточное побережье озера. В этом же году вдоль трассы Восточно-Сибирской железной дороги Г. Б. Пальшиным был выполнен ряд инженерно-геологиче-

ских исследований. В 1954—1955 гг. С. М. Замараевым, И. И. Максимовым, А. С. Сидоренко в масштабе 1:100 000 были засняты дельта Селенги и прилегающие к ней участки юго-восточного побережья Байкала.

Ряд поисковых и разведочных работ на различные виды полезных ископаемых в описываемом районе производили: М. А. Цахновский (1939—1940 г.), А. А. Орлова (1945 г.), Ф. Ф. Толстихин (1954ф), В. С. Исакова (1955 г.), Г. А. Покатиллов и О. В. Павлов (1956ф), О. В. Павлов и И. В. Шергин (1956ф), В. А. Черненко, О. В. Лодейщиков и др. (1960ф), Я. М. Эйдельман (1960ф) и другие.

Описания геологии района и его полезных ископаемых входят в сводные работы многих исследователей, в частности П. И. Налетова (1956, 1958ф), Н. А. Флоренсова (1960), Г. Б. Пальшина (1955), М. М. Мандельбаум, Н. Ф. Пятчина, А. П. Булмасова (1957 г.), З. П. Мезенцевой (1959ф) и др.

В 1959—1960 гг. юго-восточная часть листа М-48-IV была заснята в масштабе 1:200 000 В. Н. Кодачиговым, И. И. Пановым, Ю. М. Холод, Э. Н. Зеленым, Л. И. Карих. В. Н. Кодачиговым проведен ряд увязочных маршрутов по северо-западному побережью оз. Байкал, в бассейнах речки Большие Коты и пади Большая Кадильная.

В 1960 г. в районе была проведена аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 (В. И. Блюменцвайг, Л. М. Щупак), а в северо-западной части — геологическая съемка того же масштаба (В. С. Аносов, В. Л. Колесников, В. А. Колевид, Д. М. Волкова).

В основу составления геологической карты СССР масштаба 1:200 000 листа М-48-IV положены: геологическая карта юго-восточного побережья оз. Байкал масштаба 1:50 000, выполненная в 1952 г. Н. Н. Глазуновой; геологическая карта юго-восточной части листа М-48-IV масштаба 1:200 000, составленная в 1960 г. В. Н. Кодачиговым, И. И. Пановым, Ю. М. Холод, Э. Н. Зеленым; геологическая карта листа N-48-XXXIV и северо-западной части листа М-48-IV масштаба 1:200 000, выполненная в 1961 г. В. С. Аносовым, В. Л. Колесниковым, В. А. Колевид, Д. М. Волковой.

В объяснительной записке раздел «Полезные ископаемые» написана И. И. Пановым, остальные главы — В. Н. Кодачиговым.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении площади листа М-48-IV принимают участие разнообразные интрузивные, эффузивные, метаморфические и нормальноосадочные породы.

Наиболее древними и глубоко метаморфизованными стратифицируемыми образованиями района являются различные гнейсы шарыжалгайской толщи. Стратиграфически выше ее залегает хангар-ульская толща гнейсов и сланцев. Затем следуют разнообразные сланцы и подчиненные им карбонатные породы битуджидинской толщи. В Северо-Западном Прибайкалье выделяются три свиты (снизу вверх): голоустенская — доломиты, песчаники, сланцы; улунтуйская — известняки, сланцы и качергатская — сланцы, песчаники, относимые к верхнему протерозою. Выше их следуют эффузивы цаган-хунтейской свиты триаса, а еще выше — конгломераты и песчаники байкальской фации юры. Далее следуют осадочные отложения танхойской, мишихинской и клюевской толщ миоценово-плиоценового возраста и ановской свиты плиоценового возраста. Верхним членом разреза являются четвертичные отложения, представленные комплексом различных по генезису рыхлых образований.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Шарыжалгайская (?) толща (A^{sr}?)

В стратиграфическом разрезе района породы толщи залегают в самых низах. Встречены они только на южном склоне хр. Приморского, западнее рч. Большие Коты, в поле распространения гранитоидов слюдянского интрузивного комплекса.

Шарыжалгайская толща здесь сложена биотитовыми и гранатово-биотитовыми гнейсами. Гнейсы мелко- и тонкозернистого сложения, гранобластовой или роговиковой структуры.

Биотитовые гнейсы состоят из кварца, микроклина, олигоклаза, биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом и гранатом. При увеличении содержания последнего биотитовые гнейсы переходят в гранатово-биотитовые разновидности.

К шарыжалгайской толще охарактеризованные породы отнесены условно на том лишь основании, что они схожи с породами, широко распространенными западнее площади листа, где объединяются в названную толщу.

С конгломератами юры и гранитоидами слюдянского интрузивного комплекса архея породы шарыжалгайской толщи в описываемом районе имеют тектонические контакты.

Большинство исследователей считает шарыжалгайскую толщу древнее слюдянской, развитой западнее площади листа М-48-IV.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА — НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА

Хангар-ульская толща (A—Pt₁hu)

Метаморфические породы, входящие в состав хангар-ульской толщи, развиты на северо-западном склоне хр. Хамар-Дабан в бассейне речек Ановской, Переемной и Мысовой.

Хангар-ульская толща состоит из биотитовых, биотитово-амфиболовых, двуслюдястых и инъекционных гнейсов, биотитовых, гранатово-биотитовых, силлиманитово-биотитовых сланцев, прослоев и линз амфиболово-пироксеновых скарноидов, доломитов и доломитизированных известняков.

Гнейсы, силлиманитово-биотитовые и гранатово-биотитовые сланцы развиты преимущественно в широких контактовых зонах с гранитоидами туранского интрузивного комплекса и при удалении от контакта сменяются биотитовыми сланцами.

Гнейсы имеют средне- и мелкозернистое сложение, сланцеватую или очковую текстуру, местами плейчатую и гнейсифицированы.

Биотитовые гнейсы темно-серого цвета, мелкозернистого сложения, гранобластовой, лепидогранобластовой, реже гетерогранобластовой структуры. В состав их входят: биотит, плагиоклаз, калишпат и кварц. Из акцессорных минералов присутствуют: апатит, сфен, циркон, рудный минерал.

Биотитово-амфиболовые гнейсы связаны постепенными переходами с биотитовыми гнейсами. По петрографическому составу эти породы очень близки, однако в первых значительно больше роговой обманки.

Двуслюдястые гнейсы отличаются светлыми тонами окраски, среднезернистым сложением и состоят из зерен микроклина, плагиоклаза, кварца, чешуек биотита и мусковита.

Инъекционные гнейсы неравномернотонные, тонко- и грубополосчатые. Полосчатость их обусловлена чередованием биотитовых, биотитово-амфиболовых и двуслюдястых гнейсов с инъекциями кварцево-полевошпатового состава. Инъекции согласны со сланцеватостью. Мощность инъекционных прожилков колеблется от нескольких миллиметров до 3 см.

Биотитовые сланцы серые, темно-серые, с тонкосланцеватой текстурой. В их состав входят: биотит, кварц, плагиоклаз. Из акцессорных минералов встречаются: апатит,

сфен, циркон, рудный минерал. Структура биотитовых сланцев лепидогранобластовая и лепидогетерогранобластовая.

Гранатово-биотитовые сланцы связаны с биотитовыми сланцами постепенными переходами и отличаются от последних присутствием в значительном количестве граната.

Силлиманитово-биотитовые сланцы серые, желтовато-серые, мелко- и среднезернистые, с тонкополосчатой текстурой. Минералогический состав их следующий: кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит, мусковит, гранат, силлиманит, иногда графит. Акцессорные минералы представлены: апатитом, рутилом, цирконом и магнетитом. Силлиманит образует волокнистые агрегаты и реже призмы. Силлиманит интенсивно замещается мусковитом. По данным минералогического анализа бороздовых и отдельных штуфных проб, содержание силлиманита составляет 5%, редко до 23%.

Амфиболово-пироксеновые скарноиды образуют прослой и линзы в гнейсах и сланцах и отмечаются главным образом в бассейнах рек Аносовки и Переемной. По внешнему облику это зеленовато-серые грубополосчатые породы. Состоят они из плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, кварца, карбоната, клиноцоизита, серицита, граната. Акцессорные минералы представлены: сфеном, апатитом, цирконом, ортитом и рудным минералом. Структура скарноидов гранобластовая, порфиробластовая и пойкилобластовая.

Доломиты и доломитизированные известняки среди пород хангар-ульской толщи развиты только в бассейне рч. Мысовой, где образуют невыдержанные по простиранию пласты и линзы. Мощность отдельных пластов и линз достигает 5 м. Суммарная мощность их, по данным Ф. Ф. Толстихина (1954ф), колеблется от 30 до 300 м.

По внешнему виду доломиты и доломитизированные известняки белые, светло-серые, зеленовато-серые, крупно-, средне-, мелко- и скрытокристаллические. В состав их входят, кроме доломита и кальцита, в небольших количествах кварц, полевой шпат, пироксен, рудный минерал и чешуйки графита.

Осадочные породы хангар-ульской толщи подверглись процессам регионально-контактового метаморфизма и по ассоциациям минералов отвечают амфиболитовой фации¹. Примерная мощность толщи 2000—2500 м.

Нижняя возрастная граница хангар-ульской толщи остается еще неясной. Породы ее прорваны гранитоидами всех интрузивных комплексов, развитых в пределах южной части площади листа. На смежных площадях хангар-ульская

¹ Метаморфические фации в объяснительной записке даются по Ф. Дж. Тернеру, 1951.

толща залегает стратиграфически выше слюдянской толщи архея без видимого перерыва (Фомин, 1939ф; К. П. Калинина, 1945 г.) и с несогласием перекрывается биту-джидинской толщей верхнего протерозоя (Фомин, 1939ф; Тихонов, 1953ф).

На основании вышесказанного возраст хангар-ульской толщи условно принимается как архей—нижний протерозой.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА

Биту-джидинская толща нерасчлененная (Pt₃ bd)

На площади листа породы биту-джидинской толщи встречаются в пределах хр. Хамар-Дабан в виде ксенолитов, вплавленных в гранитоиды, которые относятся к различным интрузивным комплексам. Наиболее крупные ксенолиты находятся в верховьях рек Переемной,левой Мишихи и Правой Мишихи и в среднем течении последней.

Породы описываемой толщи представлены серицитовыми, биотитовыми, амфиболово-биотитовыми, биотитово-амфиболовыми, амфиболово-карбонатными, амфиболово-пироксеново-карбонатными сланцами с прослоями и линзами доломитов, доломитизированных известняков и известняков и отличаются от пород хангар-ульской толщи в общем более низкой степенью метаморфизма.

Разрез биту-джидинской толщи изучен авторами в бассейнах реклевой Мишихи и Правой Мишихи.

В бассейне среднего течения рч. Правой Мишихи он представляется в следующем виде (снизу вверх):

| | |
|--|--------|
| 1. Зеленовато-серые амфиболово-пироксеново-карбонатные сланцы, переслаивающиеся с серыми амфиболово-карбонатными и темно-серыми биотитово-амфиболовыми сланцами | 200 м |
| 2. Зеленовато-серые, серые амфиболово-пироксеново-карбонатные, амфиболово-карбонатные сланцы с линзами и прослоями доломитов, доломитизированных известняков и известняков | 500 .. |
| 3. Серые амфиболово-карбонатные сланцы, переслаивающиеся с темно-серыми биотитово-амфиболовыми и амфиболово-биотитовыми сланцами | 300 .. |
| 4. Темно-серые биотитово-амфиболовые сланцы с линзами серых амфиболово-карбонатных сланцев | 500 .. |
| 5. Черные, темно-серые биотитовые сланцы | 250 .. |

В бассейне среднего течения рч.левой Мишихи разрез биту-джидинской толщи следующий (снизу вверх):

| | |
|--|--------|
| 1. Темно-серые биотитово-амфиболовые сланцы с линзами серых амфиболово-карбонатных сланцев | 400 м |
| 2. Черные, темно-серые биотитовые сланцы | 200 .. |

Сопоставление приведенных разрезов показывает, что верхняя часть разреза в бассейне рч. Правой Мишихи аналогична разрезу в бассейне рч.левой Мишихи.

Общая примерная мощность толщи 1500—2200 м.

К западу от рч.левой Мишихи, вблизи контакта с гранитоидами туранского интрузивного комплекса, на водоразделе речек Переемой и левой Мишихи, биотитово-амфиболовые и биотитовые сланцы постепенно переходят в гранатово-биотитовые, силлиманитово-биотитовые сланцы, биотитовые, двуслюдистые и инъекционные гнейсы, а к востоку на водоразделе рч.Правой Мишихи и рч.Темника, при удалении от контакта с этими гранитоидами — в серицитовые сланцы.

Все породы битуджидинской толщи связаны между собой постепенными переходами.

Сланцы характеризуются мелкозернистым и тонкозернистым сложением, тонкополосчатой текстурой.

Амфиболово-карбонатные сланцы серого, зеленовато-серого цвета. В их состав входят: кальцит, роговая обманка, микроклин, плагиоклаз, иногда диопсид и биотит. Кальцит образует тонкие прослои, чем и обусловлена тонкополосчатая текстура пород. Из аксессуарных минералов присутствуют: апатит, сфен, циркон, графит и рудный минерал. Микроскопически устанавливается гранобластовая структура и полосчатая микротекстура.

Амфиболово-пироксеново-карбонатные и амфиболово-карбонатные сланцы по петрографическому составу очень близки, только в первых больше диопсида и меньше роговой обманки.

Биотитово-амфиболовые сланцы по внешнему облику отличаются от вышеописанных сланцев темно-серой окраской и отсутствием карбонатных прослоев. Состоят они из кварца, роговой обманки, биотита; иногда отмечается микроклин и плагиоклаз. Из аксессуарных минералов встречаются: апатит, сфен, турмалин, рудный минерал. Структура биотитово-амфиболовых сланцев лепидогранобластовая и лепидогетерогранобластовая.

Биотитовые сланцы битуджидинской толщи по существу не отличаются от биотитовых сланцев хангар-ульской толщи, но в первой пользуются большим распространением. По мере увеличения содержания в биотитовых сланцах роговой обманки они переходят в амфиболово-биотитовые и биотитово-амфиболовые разновидности.

Серицитовые сланцы серые, стально-серые тонкозернистые, тонкосланцеватые, с параллельночешуйчатой текстурой. В состав их входят: кварц, серицит, плагиоклаз, хлорит, углисто-глинистый материал, рудный минерал. Для серицитовых сланцев характерны бластоалевритовая, микролепидобластовая, лепидогетеробластовая структура. Серицитовые сланцы по простиранию постепенно переходят в биотитово-серицитовые, серицитово-биотитовые и биотитовые раз-

новидности. Переход серицитовых сланцев в биотитовые выражается в замещении серицита, хлорита и углисто-глинистого материала биотитом, гранатом и графитом. Одновременно с этим увеличивается зернистость пород; бластоалевритовая, микролепидобластовая, лепидогетеробластовая структуры серицитовых сланцев переходят в лепидогранобластовую и лепидогетерогранобластовую структуры, а параллельночешуйчатая текстура — в тонкополосчатую.

Доломиты, доломитизированные известняки и известняки образуют в сланцах линзы и невыдержанные по простиранию прослои мощностью до 30 м. Суммарная мощность их, по данным Н. И. Фомина (1940ф), до 150 м. По внешнему облику они светло-серые, зеленовато-серые, пепельно-серые, от среднекристаллического до скрытокристаллического сложения. Кроме доломита и кальцита, в состав их в значительном количестве входит кварц, цоизит, эпидот, скаполит, графит, циркон, мусковит, турмалин. Структура пород под микроскопом гранобластовая.

Породы битуджидинской толщи прорваны всеми гранитными интрузиями, известными на южной части площади листа. При этом в контактовой зоне с гранитоидами наиболее древнего туранского интрузивного комплекса, как выше отмечалось, развиты инъекционные, биотитовые, двуслюдистые гнейсы и силлиманитово-биотитовые, гранатово-биотитовые сланцы, по существу не отличающиеся от гнейсов и сланцев хангар-ульской толщи. Ширина зоны контактового метаморфизма достигает 15 км.

На контактах битуджидинской толщи с гранитоидами джидинского интрузивного комплекса развиты роговики и скарнированные породы, а в некоторых местах — андалузито-биотитовые сланцы (водораздел речек левой Мишихи и Правая Мишиха).

Андалузито-биотитовые сланцы серые, темно-серые, мелкозернистые, тонкополосчатые. От биотитовых сланцев они отличаются только наличием андалузита. Последний образует кристаллы призматической формы длиной до 1 см. Содержание андалузита, по данным минералогического анализа отдельных штучных проб, колеблется от 3,7 до 6,2%.

Осадочные породы битуджидинской толщи подверглись процессам регионально-контактового метаморфизма, при этом ассоциации минералов сланцев и гнейсов близ контакта с гранитоидами туранского интрузивного комплекса отвечают амфиболитовой фации, а по мере удаления от него сменяются ассоциациями фации зеленых сланцев.

Фаунистических остатков в битуджидинской толще до настоящего времени не обнаружено. В бассейне р. Джиды породы этой толщи подстилают фаунистически охарактеризо-

ванные кембрийские отложения (Налетов, 1958ф_{2,3}) и, как уже отмечалось, с несогласием перекрывают породы хангарульской толщи архея — нижнего протерозоя.

Возраст биту-джиинской толщи большинством исследователей определяется как верхний протерозой.

Голоустенская свита (Pt₃gl)

Породы голоустенской свиты слагают нижнюю часть мощной толщи осадочных пород, широко развитой в северо-западном Прибайкалье и вошедшей в литературу под названием байкальского комплекса.

Голоустенская свита прослеживается в северной части района, вдоль побережья оз. Байкала, узкой полосой северо-восточного направления. Наиболее широко развита эта свита за пределами площади листа М-48-IV, к северо-востоку от бассейна рч. Голоустной, где она изучалась многими исследователями (М. С. Бабкова, 1954 г.; Т. А. Дольник и П. Б. Дедюхин, 1954 г.; Налетов, 1958ф; В. С. Аносов и др., 1961ф, и многие другие).

В описываемом районе обнажается верхняя часть разреза голоустенской свиты, которая представлена здесь кварцевыми, реже аркозовыми песчаниками, филлитами, филлитовидными и глинистыми сланцами, доломитизированными известняками и доломитами характерного кремового цвета.

Песчаники серые, светло-серые, темно-серые, разнозернистые, массивные, неслоистые или же с грубой невыдержанной косою слоистостью. Обломочный материал представлен кварцем, микроклином, плагиоклазом, реже карбонатом. Увеличение количества кварца приводит к переходу пород сначала в кварцитовидные песчаники, а затем и в кварциты с максимальным содержанием кварца до 99%. Цемент песчаников базальный или поровый, по составу карбонатный, глинистый, железистый.

Доломитизированные известняки и доломиты кремовые, серые, реже темно-серые, крупно-, средне-, мелко- и скрытокристаллические. Кроме доломита и кальцита, в состав их входит примесь кварца, хлорита, серицита. Под микроскопом определяются гранобластовая и гетеробластовая структуры.

Филлиты, филлитовидные и глинистые сланцы встречаются очень редко. Они зеленые, зеленовато-бурые, тонкосланцеватые, тонкоплитчатые, мелкозернистые. Различаются эти породы только микроскопически.

Глинистые сланцы пользуются наименьшим распространением и состоят из глинистого материала, кварца, серицита, хлорита, эпидота. Структура сланцев blastopeli-

товая и blastoalevritовая. При замещении глинистого материала серицитом, хлоритом, эпидотом они переходят в филлитовидные сланцы и филлиты; структура пород микролепидобластовая и лепидогранобластовая.

Породы свиты смяты в складки северо-восточного простирания с падением пород в северо-западном направлении.

На описываемой территории мощность голоустенской свиты не превышает 200 м.

Первичноосадочные породы голоустенской свиты претерпели низкую степень метаморфизма, отвечающую по минералогическим ассоциациям фации зеленых сланцев. Породы пронизаны жилами кварца.

Севернее площади листа М-48-IV, в районе устья рч. Голоустной, голоустенская свита залегает на размытой поверхности гранитоидов слюдянского интрузивного комплекса архея. Северо-восточнее устья пади Большой Кадильной (устье пади Ушкани) темно-зеленые разнозернистые песчаники голоустенской свиты согласно перекрываются породами улунтуйской свиты (Налетов, 1958ф).

В голоустенской свите найдены споры *Trachyaletes conglutinatus* Tim., *Bothrotrachytriletes exasperatus* Tim., *Trachytriletes obsoletus* Naum., *T. incrassatus* Naum., указывающие на докембрийский возраст пород (Тимофеев, 1955ф).

Возраст пород голоустенской свиты принимается нами как верхний протерозой.

Улунтуйская свита (Pt₃ul)

Породы улунтуйской свиты развиты в северо-западной части площади листа. Они прослеживаются вдоль побережья оз. Байкал от устья пади Большая Кадильная в северо-восточном направлении в виде полосы шириной до 2 км. Им же сложено ядро антиклинальной складки в верховьях пади Большой Кадильной.

Сложена свита в основном водорослевыми и кристаллическими известняками, доломитизированными известняками и различными сланцами. Отложения свиты характеризуются фациальной изменчивостью.

В низах свиты залегают переслаивающиеся между собой песчаные и глинистые известняки, оолитовые известняки, филлиты, филлитовидные и глинистые сланцы.

Известняки черные, темно-серые, массивные, реже грубослоистые, по структуре варьируют от тонкокристаллических до крупнокристаллических.

В состав известняков, кроме кальцита и доломита, входят кварц, бесцветная слюда, глинистый материал. С увеличением количества примесей известняки переходят в песчаные и глинистые разновидности. Под микроскопом уста-

навливается гранобластовая, гетеробластовая, реже порфиروبластовая структура.

Оолитовые известняки черные, темно-серые, мелкозернистые. Состоят они из оолитов, сцементированных пелитоморфным, в значительной степени перекристаллизованным карбонатом. Микроскопически определяется оолитовая структура.

Мощность отдельных слоев известняков весьма различна и колеблется от нескольких десятков сантиметров до 25 м.

Филлиты, филлитовидные и глинистые сланцы во многом схожи с филлитами и сланцами голоустенской свиты. Они обычно зеленые, темно-зеленые с фиолетовым оттенком, тонкосланцеватые. По минералогическому составу не отличаются от последних. Мощность нижнекадильнинского горизонта 70—75 м.

Верхняя часть разреза улунтуйской свиты состоит главным образом из переслаивающихся водорослевых, оолитовых, доломитизированных и кристаллических известняков и филлитовидных сланцев. При этом, по данным Г. А. Покатилова и О. В. Павлова (1956ф), в описываемой части разреза свиты намечается четыре ритма чередований водорослевых и кристаллических известняков. В состав ритма входят (снизу вверх): а) кристаллические известняки, б) водорослевые известняки с *Osagia*, в) кристаллические известняки, г) водорослевые известняки с *Collenia*. Мощность отдельных ритмов непостоянна и колеблется от 100 до 200 м.

Водорослевые известняки черные, темно-серые, мелкозернистые, с четко выраженным волнистым строением, обусловленным морфологическими особенностями водорослей. Состоят известняки из остатков водорослей, сцементированных пелитоморфным карбонатом, в значительной степени перекристаллизованным.

Кристаллические известняки и сланцы верхней части разреза улунтуйской свиты по внешнему виду и микроскопическому строению не отличаются от известняков и сланцев нижней части ее разреза.

Мощность верхней части разреза улунтуйской свиты 315—325 м. Общая мощность свиты на описанном участке 385—395 м.

Первичноосадочные породы улунтуйской свиты слабо метаморфизованы. Динамометаморфизм выразился в перекристаллизации карбоната, в замещении глинистого материала серицитом и хлоритом. По минералогическим ассоциациям породы свиты могут быть отнесены к фации зеленых сланцев. Породы улунтуйской свиты пронизаны кварцевыми жилами.

На улунтуйской свите, очевидно, с небольшим размывом залегает качергатская свита (Налетов, 1958ф₂).

В водорослевых известняках улунтуйской свиты определяются следующие формы: *Conophyton kurtunica*, *C. kadilnicus*, *Sphaeroconophyton conitonis*, *Masloviella columnaris*, *Collumnacollenia uluntuica*, *C. baicalica* Masl., *C. baicalica* var *minima*, *Collumnacollenia* sp., *Osagia sibirica* Masl., — указывающие на позднедокембрийский возраст этих отложений (Королук, 1959).

В породах улунтуйской свиты найдены споры: *Trachytriletes minutus* Naum., *T. incrassatus* Naum., *T. obsoletes* Naum., *T. nevelensis* Tim., *T. conglutinatus* Tim., *Bothrotrachytriletes exasperatus* Tim., — характеризующие также докембрийский возраст отложений (Тимофеев, 1955).

Породы свиты собраны в складки северо-восточного простирания.

Качергатская свита (Pt₃к₅)

Породы качергатской свиты развиты в пределах Приморского хребта, в бассейнах падей Большой Кадильной и Удун-Даван. Северо-восточнее площади листа М-48-IV качергатская свита подразделена на две подсвиты. В описываемом районе развиты породы нижней подсвиты (Аносов и др., 1961ф).

Сложена нижняя подсвита чередующимися пачками песчаников, песчано-глинистых, глинистых, углисто-глинистых сланцев, местами конгломератов. Породы подсвиты характеризуются фациальной изменчивостью как по простиранию, так и по падению.

В низах подсвиты залегают грубозернистые песчаники с прослоями песчано-глинистых сланцев, а в отдельных местах с линзами конгломератов. Вверх по разрезу песчаники сменяются различными сланцами с линзами и прослоями песчаников.

Песчаники полимиктовые, аркозовые, кварцевые, светло-серые, серые, темно-серые, мелко-, средне-, грубозернистые, местами косослоистые, часто с волноприбойными знаками и следами ряби. Обломочный материал представлен зернами кварца, микроклина, плагиоклаза, чешуйками слюды. Цемент песчаников базальный или поровый, по составу глинистый, железистый и карбонатный.

Сланцы черные, темно-серые, тонкозернистые, тонкоплитчатые. Глинистые сланцы состоят из глинистого материала, кварца, полевого шпата, серицита, хлорита. Структура глинистых сланцев псаммитовая и алевролитовая. Псаммитовый материал представлен обломками кварца. Количественное увеличение псаммитового материала обуславливает переход сланцев в песчанистые разновидности.

Углисто-глинистые сланцы черного цвета, тонкоплитчатые, листоватые, криптоточечной, иногда пелитовой структуры. Состоят они из глинистого материала, углистого вещества, серицита, хлорита и примеси тонкозернистого кварца.

Конгломераты грязно-серые, плотные, мелкогалечные. Галька представлена серыми песчаниками, черными и серыми сланцами той же качергатской свиты. Форма галек плитчатая. Цемент конгломератов представляет собой грубозернистый аркозовый песчаник.

Породы подсвиты собраны в складки северо-восточного простирания.

Мощность нижней подсвиты 1200—1300 м.

Первичноосадочные породы качергатской свиты, так же как и породы голоуспенской и улунтуйской свит, претерпели низкую степень метаморфизма и по минералогическим ассоциациям отвечают фации зеленых сланцев. Породы свиты пронизаны жилами кварца.

Северо-западнее площади листа М-48-IV качергатская свита трансгрессивно перекрыта ушаковской свитой нижнекембрийского возраста. В отложениях качергатской свиты обнаружены споры *Trachytriletes obsoletus* Naum., *T. minutus* Naum., *T. incrassatus* Naum., *T. nevelensis* Tim., свидетельствующие о докембрийском возрасте этих отложений (Тимофеев, 1955ф). Возраст свиты принимается как верхний протерозой. Некоторыми исследователями (Н. С. Шатским и др.) отложения голоуспенской, улунтуйской и качергатской свит относятся к рифею.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Цаган-хунтейская свита (Tch)

На площади листа породы цаган-хунтейской свиты встречаются на юго-восточных склонах хр. Хамар-Дабан, в бассейне рч. Хасуртая.

В состав свиты входят кислые эффузивы типа ортофириров и кварцевых порфиров, туфы, туфобрекчии.

Ортофириры светло-серые, розовато-серые, тонкозернистые, порфириновые. Основная масса ортофириров сложена калишплатом с небольшой примесью роговой обманки и биотита. Из аксессуарных минералов присутствуют: сфен, апатит и рудный минерал. Структура ортофирировая, микрофельзитовая, микролитовая. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, чаще всего ортоклазом. Вторичные изменения ортофириров выражены в пелитизации калишпата, эпидотизации и хлоритизации биотита и роговой обманки.

Кварцевые порфиры розовато-серые, серые с тонкозернистой основной массой, сложенной кварцем, плагиоклазом, калишплатом с небольшим количеством роговой обман-

ки и биотита. Из аксессуарных минералов встречаются сфен, апатит, рудный минерал. Структура порфиров витрофирировая, фельзитовая, гранофирировая. Вкрапленники представлены кварцем, реже ортоклазом, роговой обманкой и биотитом.

Вторичные изменения кварцевых порфиров выражаются в пелитизации калишпата, серицитизации плагиоклаза, эпидотизации и хлоритизации роговой обманки и биотита.

Туфы и туфобрекчии пользуются незначительным распространением в составе свиты и залегают в ней в виде невыдержанных по простиранию горизонтов. Обломочный материал туфов и туфобрекчии представлен пелитизированным калишплатом, обломками сланцев. Микроструктура туфов псаммитовая, алевритовая. Для основной массы характерна флюидальная текстура.

В описываемом районе мощность цаган-хунтейской свиты около 200 м.

Породы свиты залегают в виде покровов на размытой поверхности метаморфических пород битуджинской толщи верхнего протерозоя, прорываются дайками долеритов хурайбайбинского интрузивного комплекса мела (западнее бассейна рч. Хасуртая) и находятся в гальке конгломератов байкальской фации юры. Взаимоотношения эффузивов цаган-хунтейской свиты с гранитоидами джиджинского интрузивного комплекса палеозоя нами не наблюдались. В смежных районах эффузивы цаган-хунтейской свиты без видимого перерыва залегают на порфиритах петропавловской свиты верхней перми — нижнего триаса (Сагалуев и др., 1961ф; Бардаханов и др., 1960ф). Возраст цаган-хунтейской свиты принимается триасовым.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижний и средний отделы неразделенные

Байкальская фация (J₁₊₂bk)

Породы байкальской фации развиты в пределах Приморского хребта, в бассейне рч. Большие Коты.

Описываемая фация сложена валуно-галечными конгломератами и линзами песчаников, прослеживающихся по простиранию на 5 м и более. Мощность линз песчаников колеблется от первых сантиметров до 1,5 м.

Конгломераты серые, зеленовато-серые, средне-, крупногалечные и валунные. Галька в них представлена преимущественно кислыми эффузивами, среди которых преобладают фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры. Затем следуют сиенит-порфиры, ортофиры, кератофиры, гранит-порфиры. В сравнительно меньшем количестве встречается галька лейкократовых средне- и мелкозернистых гранитов. Реже в

гальке встречаются гранито-гнейсы, гнейсы и диориты. Отмечается галька кварца и в единичных случаях кварцитов, песчаников и сланцев. Валунны представлены в основном фельзит-порфирами, гранит-порфирами, гранитами, гранито-гнейсами.

Породы, слагающие гальку и валуны, явно чужды данному району, но широко распространены в пределах хр. Хамар-Дабан.

Цемент конгломератов серый, зеленовато-серый, кластический. По данным А. А. Орловой (1954ф), в состав цемента входят: кварц, калишпат, плагиоклаз, гранат, эпидот, сфен, апатит, циркон, рутил, роговая обманка, хромит, золото, шпинель, пирит, чешуйки слюды, обломки пород.

Песчаники имеют темно-серый, зеленовато-серый цвет, мелкозернистое сложение и по составу схожи с песчаной фракцией конгломератов. Цемент песчаников базальный или поровый. По составу глинистый или железистый.

Вверх по разрезу байкальской фации отмечается увеличение роли валунных конгломератов и уменьшение количества прослоев песчаников. В западном и северо-западном направлениях, за пределами описываемой площади (бассейны рек Большой Речки и Алтая), по мнению В. Н. Даниловича (1941), В. С. Исаковой (1959ф), В. С. Аносова (1961ф) и других, конгломераты байкальской фации по простирацию фациально замещаются песчаниками и конгломератами заляринской свиты, дабатской фации черемховской свиты нижней—средней юры и присаянской свиты средней юры.

Мощность конгломератов байкальской фации 500—550 м.

Породы описываемой фации имеют пологое падение на юг и юго-запад, нарушенное надвигами и разломами.

Байкальская фация перекрывает улунтуйскую и качергатскую свиты, а с гранитоидами слюдянского комплекса имеет тектонический контакт.

В песчаниках байкальской фации обнаружены О. К. Смирновой остатки растений, которые М. М. Одинцовой определены как *Czekanowskia* sp. и *Phoenicopsis* sp. (Орлова, 1954ф). Эти формы широко распространены в юрской флоре Иркутского угленосного бассейна.

Возраст конгломератов байкальской фации большинством исследователей принимается как нижняя—средняя юра.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Породы неогенового возраста развиты в пределах Байкальской впадины и, как сказано выше, подразделяются на три разновозрастные миоценово-плиоценовые толщи (клюевскую, мишихинскую и танхойскую), связанные между собой по простирацию фациальными переходами, и на ановоскую

свиту плиоценового возраста. С юга площадь их распространения ограничена кристаллическими породами хр. Хамар-Дабана и во многих местах разломами, проходящими вдоль подножий его северо-западных склонов; северная граница скрыта под водами Байкала.

Характеристика неогеновых отложений нами дается главным образом по материалам Г. Б. Пальшина (1955) и Н. Н. Глазуновой (1952ф).

Клюевская толща (Nk)

Породы клюевской толщи развиты на юго-восточном побережье оз. Байкал в бассейнах нижнего течения рек Ивановки, Мысовой и Тельной.

Клюевская толща сложена кварцевыми песками и глинами с прослоями бурых углей и подразделяется на три горизонта (снизу вверх): песчано-глинистый слабо углистый, глинисто-песчанистый безугольный и песчано-глинистый слабо углистый.

Нижний песчано-глинистый слабо углистый горизонт сложен глинами и песками с прослоями бурого угля и углистых сланцев мощностью до 0,50 м.

Глины синие, серые, песчанистые, алевроитовые, неслоистые, массивные. Пески светло-серые, желтовато-серые, разнотельные, кварц-полевошпатовые. Бурые угли и углистые сланцы по внешнему виду не отличаются от углей и сланцев танхойской и мишихинской толщ.

В легкой фракции пород горизонта преобладают кварц, полевые шпаты, обломки пород, глинистые минералы. В состав тяжелой фракции входят: рудный минерал, циркон, турмалин, гранат, роговая обманка. Мощность горизонта 75—100 м.

Средний глинисто-песчанистый безугольный горизонт сложен в основном песками и глинами.

Пески светло-серые, мелкозернистые, полевошпатово-кварцевые, слабо ожелезненные, часто косослоистые. Кроме кварца и полевых шпатов, в их состав входят ильменит, гранат, сфен, биотит, роговая обманка. Максимальная мощность отдельных пластов песка до 20 м.

Глины серые, буровато-серые, песчанистые, алевроитовые, массивные или комковатые. Мощность отдельных пластов глин не превышает 5 м. Мощность горизонта 50—200 м.

Верхний песчано-глинистый слабо углистый горизонт сложен глинами, песками с редкими прослоями бурого угля и сажи.

Глины зеленовато-бурого и бурого цвета, обычно песчанистые, алевроитовые, массивные.

Пески светло-серые, мелкозернистые, кварц-полевошпатовые, часто глинистые. Мощность отдельных пластов песка более 10 м.

Бурые угли и сажа встречаются редко и образуют в глинах и песках прослой мощностью от 0,01 до 0,40 м.

По минералогическому составу породы верхнего и среднего горизонтов близки между собой. Мощность верхнего горизонта 125—175 м. Общая мощность всей клюевской толщи 350—425 м.

Отложения клюевской толщи залегают на глубоко эродированной поверхности различных по генезису докембрийских образований и интрузивных пород палеозоя.

В пробах, взятых из отложений клюевской толщи, В. В. Зауер и М. А. Седовой выявлен спорово-пыльцевой комплекс, очень схожий со спорово-пыльцевыми спектрами пород танхойской и мишихинской толщ. На основании этого М. А. Седова пришла к заключению, что нижний горизонт клюевской толщи может быть отнесен условно к нижнему миоцену, средний — к верхнему миоцену и верхний — условно к верхнему миоцену (Пальшин, 1955ф).

Возраст отложений клюевской толщи нами принимается как миоценово-плиоценовый.

Мишихинская толща (Nt)

Породы мишихинской толщи прослеживаются полосой по юго-восточному побережью Байкала от рч. Большой Язовки на западе до междуречья Быстрой и Ивановки на востоке. Толща сложена преимущественно глинами, песчанистыми глинами и песками. От пород танхойской толщи она отличается широким развитием песчанистых, часто гравелистых разновидностей пород, маломощными прослоями бурых углей.

В мишихинской толще выделяются два горизонта: песчано-глинистый и глинисто-песчанистый.

Нижний песчано-глинистый горизонт сложен песками и глинами, среди которых встречаются пропластки бурого угля мощностью до 0,40 м и углистого сланца.

Глины зеленовато-бурые и бурые, песчанистые, алевроитовые, массивные или тонкослоистые.

Пески светло-бурые, разнозернистые, гравелистые, реже мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые.

Угли по внешнему облику не отличаются от углей танхойской толщи.

Углистые сланцы черного, темно-серого цвета, тонкослоистые. Состоят они из глинистого материала и углистого вещества.

В легкой фракции пород горизонта отмечены обломки полевого шпата, пород и глинистые минералы. В составе тя-

желой фракции встречаются рудный минерал, циркон, турмалин, гранат, роговая обманка, эпидот, цоизит, сфен, рутил, силлиманит. Мощность горизонта 350—550 м.

Верхний глинисто-песчанистый горизонт сложен преимущественно песками с маломощными прослоями глин.

Пески светло-серые, мелкозернистые, реже грубозернистые, слюдяные, кварцево-полевошпатовые. Глины зеленовато-синие, алевроитовые, массивные. По литологическому составу породы верхнего горизонта аналогичны глинам нижнего горизонта. Мощность глинисто-песчанистого горизонта 400—600 м.

Общая мощность мишихинской толщи 750—1 200 м.

Отложения мишихинской толщи трансгрессивно залегают на гранитоидах джидинского интрузивного комплекса палеозоя и в междуречье Быстрой и Ивановки фациально замещаются отложениями клюевской толщи.

В спорово-пыльцевом комплексе, обнаруженном в породах нижнего горизонта мишихинской толщи, преобладает пыльца хвойных и широко развита пыльца разнообразных широколиственных пород. На основании этого М. А. Седова сопоставляет его с нижним горизонтом танхойской толщи и предположительно относит к среднему миоцену. Верхний же горизонт мишихинской толщи М. А. Седова и Г. А. Иордан по резкому преобладанию в спорово-пыльцевом спектре пыльцы ольхи и по появлению травянистых сложноцветковых растений относит к верхнему миоцену (Пальшин, 1955). Возраст пород мишихинской толщи принимается как миоценово-плиоценовый¹.

Танхойская толща (Nt)

Породы танхойской толщи развиты на юго-восточном побережье оз. Байкал между речками Селенгушкой на западе и Большой Язовкой на востоке. Сложена толща глинами, глинистыми сланцами с линзами и пластами песков и бурых углей.

На контакте пород танхойской толщи с кристаллическими породами хр. Хамар-Дабан многими геологами выделяется горизонт синих неоднородных глин.

Горизонт неоднородных синих глин сложен бесструктурной песчано-глинистой массой, пропитанной гидроокислами железа. Псаммитовый материал глин представлен преимущественно зернами кварца, микроклина, чешуйка-

¹ Неогеновый возраст описываемой толщи установлен давно: в 1878 г. О. Геером из этих отложений были описаны остатки плодов *Traha* и отпечатки *Carpinus grandis*, собранные около рч. Мишихи И. Д. Черским.

ми слюды и редко зернами циркона и апатита. По данным химических анализов бороздовых проб, содержание Al_2O_3 в глинах (фракция 0,01 мм) колеблется от 22,93 до 30,80%, SiO_2 — от 39 до 46% (Викулов, 1961).

В нижней части разреза синих глин наблюдается значительное содержание щебенки кварца. Вверх по разрезу величина обломков уменьшается. В верхах разреза в глинистой массе отмечается галька кварцевого песчаника серого, серовато-бурого цвета с карбонатным и глинисто-карбонатным цементом. Мощность горизонта синих глин 50—80 м.

На стыке горизонта глин с кристаллическими образованиями докембрия местами наблюдаются милонитизированные породы.

Условия образования пород описываемого горизонта остаются еще не выясненными. С одной стороны, синие неоднородные глины могут быть корой выветривания, а с другой — продуктом сильных тектонических нарушений, что, пожалуй, менее вероятно.

Синие глины подстилают осадочные породы танхойской толщи, в которой выделяются три горизонта (снизу вверх): глинисто-сланцевый, песчано-глинистый и преимущественно глинистый.

Глинисто-сланцевый горизонт сложен главным образом глинами, среди которых пески, пласты бурых углей и прослой мергелей занимают явно подчиненное положение.

Глины серые, темно-бурые, песчанистые, алевроитовые, плотные, часто рассланцованные.

Пески темно-серые, бурые, мелкозернистые, глинистые, кварцево-полевошпатовые. Они часто фациально замещаются песчанистыми глинами.

Угли по внешнему виду темно-серые, черные, матовые. По степени углефикации относятся к бурым углям. Пласты и прослой углей по сравнению с песками имеют более выдержанное залегание. Мощность пластов до 5 м и более, обычно составляет 0,50 м.

Мергели серые, светло-серые, тонкозернистые, плотные, состоят из пелитоморфного карбоната и глинистых минералов. Мощность прослоев их не превышает 20 см.

Легкую фракцию пород горизонта составляют главным образом глинистые минералы и слюды, менее распространены кварц, полевые шпаты и обломки выветрелых пород. В составе тяжелой фракции преобладают циркон и эпидот, реже отмечаются цоизит, гранат, сфен, рутил, брукит, роговая обманка. Мощность горизонта 220—230 м.

Песчано-глинистый горизонт в основном сложен глинами, песками, прослоями и линзами бурых углей и мергелей. От глинисто-сланцевого горизонта отличается значительно большим распространением песков.

Глины серые, зеленовато-серые, песчанисто-алевритовые, плотные и слабо рассланцованные.

Пески светло-серые, желтовато-серые, крупно- и грубо-зернистые, кварцево-полевошпатовые.

Угли описываемого горизонта по внешнему облику не отличаются от углей глинисто-сланцевого горизонта. Они образуют быстро выклинивающиеся линзы и прослой мощностью до 4 м.

Мергелями сложены довольно выдержанные редко встречающиеся прослой мощностью до 30 см.

Легкая фракция пород горизонта состоит из кварца, слюд, обломков пород, глинистых минералов. В тяжелой фракции отмечаются рудный минерал, циркон, турмалин, гранат, эпидот, роговая обманка, силлиманит, шпинель. Мощность горизонта 280 м.

Верхний глинистый горизонт сложен глинами с редкими линзами и прослоями песков.

Глины светло-серые, слюдистые, песчанистые, алевроитовые, реже углистые, слабо известковистые, массивные или сланцеватые.

Пески серые, средне-, грубозернистые, слюдистые, кварцево-полевошпатовые.

Легкая фракция пород горизонта состоит из кварца, полевых шпатов и глинистых минералов. Минералы тяжелой фракции представлены гранатом, магнетитом, цирконом, силлиманитом, эпидотом, турмалином. Общая мощность танхойской толщи 400—700 м.

Породы танхойской толщи в бассейне рч. Большой Язовки фациально замещаются породами мишихинской толщи.

Отложения танхойской толщи залегают на размытой поверхности метаморфических пород хангар-ульской толщи, гранитоидов туранского интрузивного комплекса, относимых к докембрию, и гранитоидов джидинского интрузивного комплекса палеозоя.

В отложениях танхойской толщи обнаружена богатая фауна вивипарид, анодот, унионид, байкалид (*Viviparus tulotomoides* Jen., *Tulotoma pagodaeformis* Mart, *Lythoglyphus baicalensis* Mart.), указывающая на миоценово-верхнеплиоценовый возраст пород (Мартинсон, 1951).

В пробах, взятых из пород нижнего горизонта танхойской толщи, М. А. Седовой были определены остатки следующих растений: ель, сосна, пихта, орех, бук, дуб, вяз, гикори, граб, липа, липина, ликвидамбар, береза и ольха, — позволившие ей сделать вывод о среднемиоценовом возрасте отложений.

В спорово-пыльцевом комплексе, полученном из пород среднего горизонта, отмечается заметное снижение пыльцы *Pinaceae* резкое уменьшение пыльцы широколиственных по-

род и преобладание пыльцы *Alnus*, на основании чего М. А. Седова относит эти отложения к верхнемиоценовому времени (Пальшин, 1955). Возраст пород танхойской толщи принимается нами как миоценово-плиоценовый.

Плиоцен

Аносовская свита ($N_2 a$)

Породы аносовской свиты развиты на юго-восточном побережье оз. Байкал между речками Аносовкой на западе и Селенгушкой на востоке.

Сложена свита слабо сцементированными речными конгломератами, озерными галечниками, песками и глинами, фациально замещающими друг друга.

Конгломераты развиты вдоль подножья хр. Хамар-Дабан. Они серые, желтовато-серые, темно-серые, разногалечные, слабо сцементированные. Галька слабо окатана и представлена главным образом гнейсами, в меньшей мере гранитами и еще меньше пегматитами, кристаллическими сланцами, известняками и кварцем.

Преобладающая часть галек выветрелая. Цемент конгломератов обычно сильно ожелезненный, глинисто-песчаный, слюдястый.

В конгломератах часто отмечается большое количество пластов и прослоев грубозернистого песка, гравелитов и линз серой и синеватой песчаной глины мощностью до 1,5 м и более. В сторону хр. Хамар-Дабан в этой толще конгломератов наблюдается увеличение грубообломочных фракций.

В пользу речного происхождения конгломератов свидетельствуют грубость, слабая сортировка терригенного материала и ориентировка большинства галек, указывающая, что областью сноса являлся хр. Хамар-Дабан, а перемещение обломочного материала происходило в сторону озера. В этом же направлении конгломераты замещаются галечниками.

Галечники отличаются от конгломератов сравнительно меньшей величиной обломочного материала, лучшей степенью сортировки его, а также отсутствием ожелезнения. Галька в галечниках представлена теми же породами, что и в конгломератах, но количество выветрелой гальки уменьшается. Заполняющим веществом галечников являются гравий и грубозернистый песок.

Галечники переслаиваются с пластами серых, желтовато-серых разнозернистых, кварцево-полевошпатовых, слюдястых песков. В песках часто наблюдается галька, увеличение количества которой обуславливает переход песков в галечники.

Среди галечников и песков отмечаются глинистые, нередко слюдястые алевролиты, образующие прослои, количество которых увеличивается вверх по разрезу.

Большинство галек в нижней части толщи галечников имеют западную ориентировку, т. е. в сторону озера, а в средней части ориентировка галек приближается к горизонтальной. Таким образом, перемещение обломочного материала происходило в основном вдоль берега озера. В северном направлении галечники фациально замещаются песками и глинами.

Пески серые, бурые, мелкозернистые, обычно хорошо отсортированные, слюдястые. От вышеописанных песков часто отличаются ожелезнением.

Глины в песках образуют отдельные маломощные пласты и прослои. Они серые, синевато-серые, песчаные, алевритовые, слюдястые.

Выделенные в аносовской свите типы пород по минералогическому составу мало отличаются друг от друга. В их легкой фракции преобладают слюды, кварц, полевой шпат. В тяжелой фракции наблюдались силлиманит, слюда, реже эпидот, роговая обманка, гранат, циркон, турмалин, сфен, рутил.

Мощность аносовской свиты 180—250 м.

Аносовская свита несогласно залегает на танхойской толще и кристаллических породах докембрия; с последними на границе впадины вдоль подножья хр. Хамар-Дабан породы свиты имеют тектонический контакт.

В конгломератах аносовской свиты выявлена пыльца, несколько схожая с пыльцой танхойской толщи. В песчано-глинистых отложениях свиты обнаружены споры и пыльца растений, близких к современным. По присутствию пыльцы тсуги, бука и ореховых М. А. Седова относит аносовскую свиту предположительно к верхнему плиоцену.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Породы четвертичного возраста развиты в Байкальской впадине и в долинах крупных рек. По времени образования они подразделяются на нижний и средний отделы неразделенные, средний и верхний отделы неразделенные, верхний и современный отделы.

Нижний и средний отделы неразделенные (Q_{1+2})

Нижний и средний отделы представлены отложениями озерных террас верхнего комплекса (25—80 м), широко развитых на юго-восточном побережье Байкала.

Литологический состав этих отложений весьма разнообразный. Сюда входят галечники, пески, супеси, суглинки и глины. Мощность отложений непостоянна и колеблется в широких пределах, достигая в отдельных местах 10 м и более.

Отложения озерных террас верхнего комплекса залегают на размытой поверхности миоценово-плиоценовых образований и перекрываются ледниковыми отложениями.

Средний и верхний отделы неразделенные (Q_{2+3})

Средний и верхний отделы неразделенные представлены ледниковыми моренными отложениями, которые развиты на юго-восточном побережье Байкала, в устьях крупных речек или при их выходе из гор (Переемой, Половинки, Ивановки и других).

В районе распространены конечные и донные морены. Сложены они плохо сортированным валунно-песчано-глинистым материалом, среди которого встречается дресва, щебенка и угловатые глыбы. В составе обломочного материала морен преобладают граниты, реже гнейсы. Мощность моренных отложений колеблется от 10 до 65 м (Пальшин, 1955).

Западнее рч. Переемой в моренные отложения врезана байкальская терраса среднего комплекса высотой от 7 до 12 м. Отложения ее относятся к верхнечетвертичной эпохе.

Верхний отдел (Q_3)

Верхний отдел представлен отложениями озерных террас среднего комплекса (7—15 м), развитых как на северо-западном, так и юго-восточном побережье оз. Байкал.

В состав этих отложений входят галечники, пески, супеси, суглинки и глины. Мощность отложений колеблется от 1,5 до 6,0 м.

На северо-западном побережье Байкала на поверхности террасы высотой 7 м П. П. Хороших были обнаружены стоянки человека позднего неолита (Золоторев, 1958).

Современный отдел (Q_4)

В этом отделе объединены различные по генезису и литологическому составу рыхлые образования: элювиальные, делювиальные, аллювиальные, озерно-болотные и озерные.

Элювиальные отложения приурочены к вершинам гор и выровненным поверхностям водоразделов. Их состав находится в прямой зависимости от характера подстилающих пород и представлен глинами, песками, галечниками, дресвой, щебенкой и глыбами. Мощность элювия обычно не превышает 4 м, но местами увеличивается до 6 м и более.

Делювиальные отложения приурочены к склонам долин. Их состав также зависит от состава подстилающих пород. Сюда входят разнообразные по механическому составу суглинки и супеси, содержащие большое количество гальки, щебенки и валунов. Мощность покровных делювиальных образований колеблется от 0,5 до 2 м, реже увеличивается до 6 м.

У подножий гор широко развиты пролювиальные отложения, представленные плохо сортированным обломочным материалом, супесями и суглинками. Мощность предгорных пролювиальных отложений достигает 50 м.

Значительными распространением пользуются аллювиальные, озерно-болотные и озерные отложения.

Аллювиальные отложения приурочены к современной гидрографической сети и подразделяются на ряд фаций: 1) русловую, 2) пойменную, 3) старичную и 4) отложений террас нижнего комплекса. Представлены эти фации галечниками, песками, глинами и переходными между ними образованиями. Мощность руслового аллювия, по данным бурения, до 16 м. Общая мощность этих отложений колеблется от 10 до 30 м.

Озерно-болотные отложения развиты главным образом на поверхности озерных террас. Представлены они песками, глинами, торфяниками. Мощность отложений различна и, по данным бурения, достигает 6 м (Пальшин, 1955).

Озерные отложения развиты в основном вдоль берега оз. Байкал, слагая пляж, береговые валы и террасы нижнего комплекса высотой от 1,5 до 6 м. Представлены они глинами, песками и галечниками. Мощность террасовых отложений 1,5—2,0 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади листа встречаются кислые, средние, основные и ультраосновные породы, относящиеся к разновозрастным интрузивным комплексам: слюдянскому, туранскому, хамар-дабанскому, джидинскому, гуджирскому и хурай-байбинскому.

АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Слюдянский интрузивный комплекс (γA)

Породы слюдянского интрузивного комплекса развиты на северо-западном побережье Байкала, в районе устья рч. Большие Коты, и представлены биотитовыми, биотитовороговообманковыми, роговообманковыми гранитами, грано-

диоритами, кварцевыми диоритами, реже кварцевыми монцонитами и сиенитами. Все перечисленные породы связаны между собой постепенными переходами и характеризуются средне-, крупнозернистым, местами порфиroidным сложением. Эти породы повсеместно катаклазированы и в ряде участков гнейсированы.

Биотитово-роговообманковые граниты пользуются наибольшим распространением. Это красные, розовато-серые породы. Минералогический состав их следующий: кварц, микроклин, роговая обманка и биотит. С увеличением количества биотита биотитово-роговообманковые граниты переходят в биотитовые разновидности, а при уменьшении содержания биотита с одновременным увеличением роговой обманки — в роговообманковые. Из аксессуарных минералов в гранитах отмечается ортит, реже циркон, из вторичных — хлорит и эпидот. Структура пород бластогранитовая, гипидиоморфнозернистая.

Гранодиориты в структурно-текстурном отношении ничем не отличаются от гранитов. Разница между ними заключается в повышенном количестве в первых цветных минералов, из которых чаще всего встречаются роговая обманка, биотит, иногда диопсид, и в меньшем содержании кварца и калишпата. В гранодиоритах часто наблюдаются ксенолиты кристаллических сланцев.

Кварцевые диориты макроскопически отличаются от гранодиоритов и гранитов серой окраской. Состоят они из олигоклаза, калишпата, кварца, роговой обманки, диопсида. Аксессуарные минералы представлены ортитом и цирконом, вторичные — хлоритом и сосюритом.

Сиениты встречаются довольно редко и отличаются от гранитов только меньшим содержанием кварца.

Кварцевые монцониты пользуются наименьшим распространением. Они серые, крупнозернистые. Минералогический состав их характеризуется примерно одинаковым содержанием калиевого полевого шпата и плагиоклаза, представленного андезином и лабрадором. Из темноцветных минералов присутствуют роговая обманка, биотит, пироксен; из аксессуарных — ортит и циркон. Вторичные процессы выражаются в интенсивной хлоритизации роговой обманки, биотита, пироксена и в сосюритизации плагиоклаза.

Жильные образования

Жильная фаза слюдянского интрузивного комплекса представлена единичными телами пегматитов, аплитов и диабазов.

Пегматиты (рА) образуют маломощные жилы ветвящейся и линзовидной формы. Это розовые породы крупно-

зернистой пегматоидной структуры, массивной текстуры. Минералогический состав пегматитов: кварц, калишпат, плагиоклаз, биотит.

Аплиты (1А) слагают небольшие дайковые тела. Это светло-серые мелкозернистые массивные породы. Минералогический состав их: кварц, калишпат, плагиоклаз. Аксессуарные минералы: апатит, циркон. Структура аплитовая.

Диабазы (μВ) образуют небольшие дайки мощностью до 5 м. Они имеют темно-серый цвет, мелкозернистое массивное сложение. Часто катаклазированы. Главными породообразующими минералами являются: плагиоклаз, биотит, роговая обманка. Из аксессуарных минералов отмечены: сфен, апатит, рудный. Структура: офитовая, пойкилоофитовая.

Вторичные изменения в диабазах весьма значительны и проявляются в интенсивной сосюритизации плагиоклаза и хлоритизации биотита и роговой обманки.

Архейский возраст жильных образований устанавливается на основании пространственной приуроченности их к массиву гранитоидов слюдянского интрузивного комплекса.

В пределах площади листа породы слюдянского интрузивного комплекса с породами шарыжалгайской толщи архея и байкальской фации юры имеют тектонические контакты. В смежных районах они прорывают метаморфические породы архея (Налетов, 1958ф₁) и перекрываются доломитами голоустенской свиты верхнепротерозойского возраста (Коржинский, 1936ф; Налетов, 1958ф₂; Аносов и др., 1961ф).

Связь каких-либо полезных ископаемых с гранитоидами слюдянского интрузивного комплекса на площади листа не установлена.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Туранский интрузивный комплекс (γ Pt)

Породы туранского интрузивного комплекса развиты в пределах хр. Хамар-Дабана и представлены серыми, желтовато-серыми, мелко- и среднезернистыми гнейсовидными гранитами.

Гнейсовидность пород обусловлена линейным и кучным расположением биотита и мусковита.

Среднезернистые гнейсовидные граниты слагают в бассейне речек Аносовки, Переемной илевой Мишихи крупный полусогласный батолит, вытянутый в северо-восточном направлении, и небольшое тело в верховьях рч. Переемной.

Минералогический состав этих гранитов следующий: кварц (от 30 до 50%), альбит-олигоклаз № 10—20 (от 30 до 40%), калишпат (до 20%), биотит (от 5 до 10%), мусковит

(до 10%). Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом; вторичные—серицитом, хлоритом, соссюритом. Структура бластогранитовая, гипидиоморфнозернистая, Текстура гнейсовидная.

Мелкозернистые гнейсовидные граниты слабают в бассейнах рек Ивановки и Тельной два сравнительно крупных ксенолита, вплавленных в гранитоиды хамар-дабанского и джидинского интрузивных комплексов.

Главными породообразующими минералами мелкозернистых гнейсовидных гранитов являются: кварц (40—50%), микроклин (20—30%), олигоклаз № 20—25 (20—30%), биотит (5—20%) и мусковит (до 2%). Из акцессорных минералов отмечены: циркон, сфен, апатит. Вторичные минералы представлены: серицитом, хлоритом, соссюритом. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Текстура гнейсовидная.

По химическому составу (на основании анализа 5 проб) гранитоиды туранского интрузивного комплекса относятся к ряду пересыщенных глиноземом, классу пересыщенных кремнекислотой, группам умеренно богатых или бедных щелочами пород¹. Светлая часть резко преобладает над цветной и составляет в атомных количествах около 75% всей породы. Величина n , равная 22—29, указывает на большее содержание калия, чем натрия, за счет мусковита. В цветной части содержится алюминий (слюды), железо преобладает над магнием ($f : m = 1,5—2,5$).

Жильные образования

Жильная фаза туранского интрузивного комплекса представлена многочисленными телами пегматитов, реже дайками мелкозернистых биотитовых гранитов и кварцевыми жилами.

Пегматиты (ρ Pt) образуют отдельные согласные и секущие жилы пластовой, ветвящейся, четковидной и линзовидной формы, прослеживающиеся по простиранию на 20 м, или поля, насчитывающие десятки жил. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 5 м, в большинстве случаев не превышает 2 м. Обычно это светло-серые породы крупно-, среднезернистой пегматоидной, графической, аплитовидной, гранитовой, иногда блоковой структуры, массивной, реже участковой, симметрично- и асимметрично-зональной текстуры. Кроме кварца, плагиоклаза и калишпата, в строении пегматитов участвуют мусковит, биотит, турмалин, гранат, апатит. Содержание мусковита иногда достигает 10%, турмалина—5%.

¹ Петрохимическая характеристика интрузивных пород нами дается по классификации А. Н. Заварицкого (1935 г.).

Мусковит образует таблитчатые и пластинчатые кристаллы, размер которых редко достигает $3 \times 7 \times 13$ см. Слюда мягкая, низкого качества.

Из вторичных процессов в пегматитах отмечается замещение полевых шпатов кварцем и мусковитом. В отдельных участках наблюдается альбитизация. Практического интереса выявленные пегматитовые жилы не представляют.

В бассейне рч. Переемной, по нашим наблюдениям, во многих местах пегматитовые жилы секут дайки гранитов.

Граниты (ν Pt) серые, светло-серые, мелкозернистые массивные. Они образуют дайки мощностью до 1 м. По простиранию дайки прослеживаются до 100 м. Минералогический состав гранитов следующий: кварц (40—50%), альбит (20—30%), микроклин (20—30%), биотит (5—10%). Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом.

Кварцевые жилы сложены водяно-прозрачным или серовато-белым безрудным кварцем. Мощность жил не превышает 40 см.

Гранитоиды туранского интрузивного комплекса прорывают породы хангар-ульской (архей—нижний протерозой) и биту-джидинской (верхний протерозой) толщ, одновременно участвуя в их складчатости, что устанавливается широким развитием в гранитоидах текстур приспособления. Контактные воздействия гранитов описываемого комплекса на вмещающие породы выражаются в образовании широких зон биотитовых, двуслюдистых и инъекционных гнейсов, гранитово-биотитовых и силлиманитово-биотитовых сланцев. В эндоконтактной зоне гранитоиды интенсивно насыщены ксенолитами вмещающих пород, количество которых постепенно уменьшается к внутренним частям интрузии.

В бассейне рч. Тельной гранитоиды туранского интрузивного комплекса прорываются породами хамар-дабанского протерозойского и джидинского палеозойского интрузивных комплексов.

На основании вышесказанного возраст гранитоидов туранского интрузивного комплекса принимается протерозойским.

В гранитоидах туранского интрузивного комплекса не отмечены какие-либо полезные ископаемые. Очевидно, с контактным воздействием их на вмещающие породы связано образование силлиманитовых сланцев.

Хамар-дабанский интрузивный комплекс (ν Pt)

Породы хамар-дабанского интрузивного комплекса развиты в пределах хр. Хамар-Дабан. В бассейне рек Мысовой и Тельной они слагают сравнительно крупный полусогласный батолит, вытянутый в северо-восточном направлении, а на

водоразделе рч. Лево́й Мишихи и бассейна рч. Темника — небольшой массив.

Представлены породы хамар-дабанского интрузивного комплекса лейкократовыми и биотитовыми гнейсовидными гранитами.

Лейкократовые граниты пользуются среди пород комплекса наибольшим распространением. Они розовые, розовато-серые, среднезернистые, гнейсовидные, в отдельных случаях массивные. Гнейсовидность обусловлена линейным расположением зерен минералов или их скоплений. Состоят лейкократовые граниты из кварца (40—60%), микроклина (30—40%), альбит-олигоклаза № 5—12 (до 12%), иногда биотита (до 5%). Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом. Из вторичных минералов отмечены серицит, хлорит и эпидот. Структура гипидиоморфнозернистая.

Биотитовые граниты связаны с лейкократовыми постепенными переходами и отличаются от последних только несколько повышенным содержанием биотита (5—10%).

Химический анализ одной пробы лейкократовых гнейсовидных гранитов показывает, что они относятся к ряду пересыщенных глиноземом, классу пересыщенных кремнекислотой, группе богатых щелочами пород. Светлые компоненты резко преобладают над цветными и составляют (в атомных количествах) около 93% от всей породы. Характерно также преобладание калия над натрием ($n=22-29$), что свидетельствует о наличии в породе калиевых полевых шпатов. В цветной части железа больше, чем магния.

Итак, заканчивая описание гранитов хамар-дабанского интрузивного комплекса, отметим, что от пород туранского комплекса они отличаются лейкократовым обликом, резким преобладанием щелочных полевых шпатов над кальциевыми, отсутствием мусковита и меньшим развитием протокластических текстур.

Жильные образования

Жильная фаза хамар-дабанского интрузивного комплекса представлена пегматитами и аплитами.

Пегматиты (pPt) образуют жилы пластовой, ветвящейся, линзовидной формы; мощность жил не превышает 2 м.

От пегматитов туранского интрузивного комплекса описываемые пегматиты отличаются розовой и розовато-серой окраской, почти полным отсутствием мусковита, турмалина и граната. Для них характерны ассоциация биотита с магнетитом и резкое преобладание микроклин-пертита над альбит-олигоклазом.

Аплиты (aPt) отмечаются довольно редко. Они образуют жилы и небольшие дайковые тела. Это белой или свет-

ло-серой окраски плотного мелкозернистого сложения породы, состоящие из кварца, калишпата, плагиоклаза, иногда биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом. Структура аплитовая, участками микропегматитовая.

Гранитоиды хамар-дабанского интрузивного комплекса прорывают метаморфические породы хангар-ульской, битуджинской толщ и, как отмечалось ранее, гранитоиды туранского интрузивного комплекса.

Контактовое воздействие хамар-дабанской интрузии на породы хангар-ульской и битуджинской толщ выражаются в образовании нешироких (до первых десятков метров) зон роговиков и гранатово-пироксеновых скарнов, а на граниты туранского интрузивного комплекса — в образовании значительной зоны мусковитизации и биотитизации. В эндоконтакте интрузии часто наблюдаются ксенолиты вмещающих пород.

В бассейнах рек Мысовой и Тельной гранитоиды хамар-дабанского интрузивного комплекса секутся гранитами джидинского комплекса палеозоя.

Таким образом, установлено, что породы хамар-дабанского комплекса древнее гранитоидов джидинского и моложе гранитоидов туранского интрузивных комплексов. Возраст гранитоидов хамар-дабанского интрузивного комплекса может быть принят протерозойским. Некоторые геологи (Налетов, 1961ф) хамар-дабанский интрузивный комплекс описывают под названием «заганского» и относят его к протерозою—палеозою.

Полезных ископаемых, связанных с гранитоидами хамар-дабанского интрузивного комплекса, в районе неизвестно.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Цакирский интрузивный комплекс (σPz_1)

Породы цакирского интрузивного комплекса отмечены в одном месте по левобережью рч. Хасуртая, на юго-восточном склоне хр. Хамар-Дабан. Они слагают небольшое тело площадью 0,12 км² среди гранитоидов джидинского интрузивного комплекса.

Породы цакирского комплекса представлены роговообманково-слюдяными перидотитами. Они зеленовато-черного цвета, крупнозернистого массивного сложения. В состав их входят: оливин (до 40%), флогопит (30—35%), роговая обманка (15—20%), гиперстен (до 10%). Вторичные изменения в перидотитах выражены в замещении гиперстена роговой обманкой, флогопита тальком, оливина серпентином и рудным минералом. Структура пойкилитовая, в отдельных случаях петельчатая.

По химическому составу перидотиты относятся к нормальному ряду, классу насыщенных кремнекислотой, группе богатых щелочами и подгруппе големеланократовых пород. При этом в цветной части основную роль играют магнезиально-железистые компоненты с преобладанием магнезиальных.

Перидотиты катаклазированы и прорваны дайками розовых мелкозернистых гранитов джидинского интрузивного комплекса палеозоя.

В бассейне р. Джиды ультраосновные породы цакирского интрузивного комплекса прорывают нижнепалеозойские отложения и в свою очередь секутся палеозойскими гранитами (Налетов, 1958фз). Следовательно, возраст пород цакирского комплекса может быть принят как раннекаледонский.

С перидотитами цакирского интрузивного комплекса связаны проявления никеля и кобальта, не имеющие промышленного интереса.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Джидинский интрузивный комплекс

Породы джидинского интрузивного комплекса пользуются широким распространением в пределах хр. Хамар-Дабан.

Характерной особенностью джидинского интрузивного комплекса является большое разнообразие магматических пород, обусловленное длительной и глубокой дифференциацией первоначальной магмы, многофазностью формирования и ассимиляцией вмещающих пород.

В пределах площади листа в джидинском интрузивном комплексе отчетливо намечаются две фазы: первая фаза представлена породами среднего состава — диоритами и кварцевыми диоритами; вторая фаза — породами кислого состава, среди которых выделяются среднезернистые граниты, средне- и крупнозернистые порфиroidные граниты, гранодиориты и граносиениты.

Породы второй фазы связаны между собой постепенными переходами. При этом отмечено, что одни участки сложены среднезернистыми гранитами, другие — средне- и крупнозернистыми порфиroidными гранитами и граносиенитами, третьи — гранодиоритами. Между этими группами пород, хотя и приближенно, но все же можно провести границы.

От гранитоидов слюдянского, туранского и хамар-дабанского интрузивных комплексов породы джидинского интрузивного комплекса отличаются массивным сложением и более свежим обликом. Протокластические текстуры в гранитоидах джидинского комплекса проявлены только на отдельных участках в нешироких приконтактных зонах, редко достигающих сотен метров, и выражаются в ориентировке

темноцветных минералов и очень редко порфиroidных вкрапленников. Катаклиз в породах джидинского интрузивного комплекса отмечается только в зонах разломов.

Первая фаза ($\delta\gamma$ Pz). Диориты, кварцевые диориты и габбро-диориты пользуются небольшим распространением. Наиболее крупная интрузия (площадью в 30 км²) находится в восточной части территории листа на водоразделе рек Мысовой и Хасуртая. В других местах описываемого района наблюдаются мелкие тела этих пород.

Диориты — серые или темно-серые мелко-, средне- и крупнозернистые породы. Минералогический состав их: плагиоклаз, представленный олигоклазом или андезином № 25—35 (40—60%), калишпат (5—10%), роговая обманка (30—40%), биотит (до 10%), моноклинный пироксен (до 10%). Из аксессуарных минералов встречаются: циркон, сфен, апатит, титаномагнетит. К вторичным минералам относятся хлорит, сосюрит, серицит. Структура диоритов гипидиоморфнозернистая, призматическизернистая, участками мирмекитовая.

Кварцевые диориты связаны с диоритами постепенными переходами. Это серые крупнозернистые породы, отличающиеся от диоритов большим количеством кварца и меньшим — темноцветов (до 25%), представленных биотитом, роговой обманкой и пироксеном.

Габбро-диориты пользуются незначительным распространением и связаны с диоритами постепенными переходами. Состоят они в основном из андезина и пироксена. В незначительном количестве присутствуют калиевый полевой шпат, биотит, иногда кварц. Из аксессуарных отмечены апатит и рудный минерал.

Химический анализ одной пробы диоритов и одной пробы кварцевых диоритов первой фазы джидинского интрузивного комплекса показывает, что они относятся к нормальному ряду, классу насыщенных кремнекислотой, группе бедных и умеренно бедных щелочами, подгруппе лейкократовых пород. При этом светлая часть породы представлена средним и кислым плагиоклазом ($a:c=1,7-3,2$). В составе цветной части основную роль играют магнезиально-железистые компоненты, со значительным преобладанием железа над магнием.

Диориты и кварцевые диориты в бассейнах рек Мысовой и Правой Мишихи прорываются гранитами и гранодиоритами второй фазы джидинского интрузивного комплекса.

Вторая фаза (γ Pz)

Среднезернистые граниты, крупнозернистые порфиroidные граниты и граносиениты, гранодиориты второй фазы

среди пород джидинского интрузивного комплекса пользуются наибольшим распространением и связаны между собой, как уже отмечалось, постепенными переходами, выражающимися в изменении их состава и структуры. Они слагают крупный несогласный батолит, площадь которого в пределах листа, в бассейне речеклевой Мишихи и Правой Мишихи, Ивановки и Хасуртая, превышает 1000 км², и ряд штокообразных тел площадью от 0,5 до 12 км² в бассейне речек Переемной, Мысовой и Тельной.

Среднезернистые граниты (γ Pz) развиты в бассейнах речек Правой Мишихи, Ивановки, Мысовой и Тельной. От гранитов хамар-дабанской интрузии они отличаются массивным сложением. В среднезернистых гранитах джидинского интрузивного комплекса по минералогическому составу выделяются лейкократовые и биотитовые.

Лейкократовые граниты распространены гораздо шире, чем биотитовые (последние отмечаются среди них небольшими участками).

Лейкократовые граниты розовые, серовато-розовые, равнозернистые. В состав их входят кварц (30—40%), микроклин (30—45%), плагиоклаз (до 20%), иногда биотит (до 5%); акцессорные минералы: сфен, циркон, апатит. Структура гипидиоморфнозернистая.

Вторичные процессы выражены в слабой пелитизации калишпатов и хлоритизации биотитов.

Биотитовые среднезернистые граниты от лейкократовых отличаются лишь содержанием биотита (5—10%) и связаны с последними постепенными переходами.

Химический анализ трех проб лейкократовых и биотитовых гранитов показывает, что они относятся к ряду пересыщенных глиноземом, классу пересыщенных кремнекислотой, группе богатых щелочами пород. Светлая часть резко преобладает над цветной и составляет в атомных количествах около 93%. Она характеризуется значительным преобладанием щелочных полевых шпатов над кальциевыми, а величина n , равная 17—22, указывает на большое превышение содержания калия над натрием, что свидетельствует о наличии в породе преимущественно калиевых полевых шпатов. В цветной части содержится алюминий (наличие слюды), при этом железо резко преобладает над магнием ($f : m = 3,2—7,4$).

Среднезернистые и крупнозернистые граниты и граносиениты ($\nu\xi$ Pz) развиты в верховьях речеклевой Мишихи, Хасуртая и в бассейне рч. Половинки. При этом граниты пользуются большим распространением. По наличию того или иного темноцветного минерала граниты и граносиениты подразделяются на биотитовые и роговообманково-биотитовые.

Биотитовые средне-, крупнозернистые порфиroidные граниты—розовые, серовато-розовые массивные, редко с ориентированной текстурой породы. Основная масса гранитов состоит из кварца (25—40%), микроклина (40—60%), плагиоклаза (10—20%), биотита (5—10%), иногда роговой обманки. Из акцессорных минералов отмечены: ортит, монацит, сфен, апатит, циркон. Структура гипидиоморфнозернистая. Порфиroidные выделения представлены микроклин-пертитом.

Роговообманково-биотитовые граниты отличаются от биотитовых только повышенным содержанием роговой обманки (до 2%).

Биотитовые и роговообманково-биотитовые граносиениты по внешнему виду мало отличаются от гранитов. Минералогический состав биотитовых граносиенитов: калишпат (50—70%), плагиоклаз (15—25%), кварц (10—25%), биотит (5—10%), иногда роговая обманка. При увеличении содержания последней биотитовые граносиениты переходят в роговообманково-биотитовые разновидности. Акцессорные минералы в граносиенитах представлены ортитом, монацитом, сфеном, апатитом, цирконом. Структура гипидиоморфнозернистая. Вкрапленники сложены микроклин-пертитом. Размер их до 3 см.

Вторичные процессы в гранитах и граносиенитах выражены в хлоритизации биотита и роговой обманки, пелитизации калишпата и сосюритизации плагиоклаза.

Химический анализ трех проб крупнозернистых порфиroidных гранитов джидинского интрузивного комплекса показал, что они относятся к ряду пересыщенных глиноземом, классу пересыщенных кремнекислотой, группе умеренно богатых щелочами пород. Светлоцветные минералы резко преобладают над цветными, составляют в атомных количествах около 88% и характеризуются большим содержанием щелочных полевых шпатов, чем кальциевых. Величина n , равная 20—24, указывает на значительное превышение содержания калия над натрием, что говорит о наличии в породе калиевых полевых шпатов. В цветной части содержится алюминий, железо преобладает над магнием ($f : m = 1,8—2$).

Гранодиориты ($\nu\delta$ Pz) развиты в среднем течении речек Переемной,левой Мишихи, Правой Мишихи и в верховьях рч. Ивановки. Они представляют собой серые, серовато-серые порфиroidные массивные, иногда с ориентированной текстурой породы от среднезернистого до крупнозернистого сложения. Основная масса их состоит из плагиоклаза, представленного андезином, олигоклазом и альбито-олигоклазом № 7—20 (60—70%), кварца (10—15%), калишпата (5—10%), биотита (5—20%) и роговой обманки (10—20%). Из акцессорных минералов имеются ортит, мона-

цит, сфен, апатит и циркон. Структура гипидиоморфнозернистая. Вкрапленники сложены калишпатом.

Вторичные процессы в гранодиоритах выражены в слабой пелитизации калиевых полевых шпатов, сосюритизации плагиоклазов, интенсивной хлоритизации биотита и роговой обманки.

За счет изменения минералогического состава гранодиориты в одних случаях переходят в граниты, а в других — в граносиениты, часто слагающие в полях развития гранодиоритов небольшие участки. Эти граниты и граносиениты по структурно-текстурным особенностям и по минералогическому составу не отличаются от вышеописанных гранитов и граносиенитов джидинской интрузии.

Химический анализ трех проб гранодиоритов джидинского интрузивного комплекса показал, что они относятся к ряду пересыщенных глиноземом, классу насыщенных кремнекислотой, группам умеренно богатых и богатых щелочами пород. Светлая часть резко преобладает над цветной, составляя в атомных количествах 73—86% от всей породы, и характеризуется примерно одинаковым содержанием щелочных и кальциевых полевых шпатов. Величина же n , равная 20—24, указывает на большее содержание калия, чем натрия, свидетельствуя о наличии в породах калишпатов. В цветной части содержится алюминий (за счет слюды), а железо преобладает над магнием ($f : m = 1,5—9,6$).

Жильные образования

Жильная фаза джидинского интрузивного комплекса представлена многочисленными дайками гранитов, аплитов, реже диоритов, пегматитовыми и кварцевыми жилами.

Взаимоотношения между дайками гранитов и другими дайковыми образованиями в пределах листа нигде не наблюдались. В среднем течении рч. Лево́й Мишихи установлено прорывание даек диоритов жилами аплитов и пегматитов.

Граниты (vPz) образуют небольшие дайки, которые прослеживаются по простиранию до 100 м. Мощность даек не больше 4 м. Дайковые граниты преимущественно мелкозернистые, серые с розоватым оттенком, сложены кварцем (30—40%), микроклином (40—60%), плагиоклазом (10—20%), биотитом (до 10%). В них же встречаются сфен и циркон. Структура гипидиоморфнозернистая, текстура массивная.

Аплиты (tPz) образуют жилы и дайки мощностью до 0,5 м. По внешнему облику и минералогическому составу они близки к дайковым гранитам, отличаясь от последних светло-серой окраской и аплитовой структурой.

Пегматиты (pPz) слагают единичные жилы мощностью до 0,25 м. Это розовые породы крупнозернистого и среднезернистого сложения пегматоидной структуры и массивной текстуры. В состав пегматитов входят: кварц, калишпат, плагиоклаз, биотит, магнетит.

Кварцевые жилы встречаются довольно редко. Сложены они водяно-прозрачным и белым кварцем. Рудные минералы в них не наблюдались. Мощность жил до 0,20 м.

Диориты (δPz) образуют дайки максимальной мощностью до 3 м. Это темно-серые мелкозернистые массивные породы. Главными породообразующими минералами диоритов являются: плагиоклаз, роговая обманка, биотит; второстепенными — калишпат, кварц. Из аксессуарных присутствуют апатит, сфен, циркон, рутил и рудный минерал. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, эпидотом. Структура диоритов призматически-зернистая.

Описанные жильные породы пространственно тяготеют к массивам гранитоидов джидинского интрузивного комплекса и на этом основании считаются производными этого комплекса.

Гранитоиды джидинского интрузивного комплекса прорывают все образования докембрийского возраста (метаморфические породы хангар-ульской и биту-джидинской толщ, гранитоиды туранского и хамар-дабанского интрузивных комплексов) и перидотиты цакирского интрузивного комплекса палеозоя.

Контактные воздействия гранитоидов на вмещающие их породы в значительной мере зависят от литологического состава последних. Гнейсы и сланцы хангар-ульской и биту-джидинской толщ испытывают в большинстве случаев ороговикование, карбонатные породы — скарнирование; кроме того, серицитовые и биотитовые сланцы биту-джидинской толщи иногда превращаются в андалузитово-биотитовые сланцы (водораздел рек Лево́й Мишихи и Право́й Мишихи)). Ширина зон измененных пород колеблется от первых метров до десятков и даже сотен метров. Перидотиты подвергнуты амфиболитизации и в меньшей мере оталькованию и серпентинизации. Гранитоиды джидинского интрузивного комплекса в свою очередь обогащаются темноцветными минералами, а в контактах с перидотитами обедняются кварцем. Контактные воздействия гранитоидов джидинского интрузивного комплекса на гранитоиды туранского и хамар-дабанского интрузивных комплексов проявляются весьма незначительно и выражаются в некотором увеличении в их составе биотита.

Для эндоконтактной зоны джидинской интрузии характерно наличие ксенолитов вмещающих пород, в отдельных

участках отмечаются текстуры приспособления и иногда уменьшение зернистости.

Возраст гранитоидов джидинского комплекса определяется в широком диапазоне. Они прорывают в бассейне р. Джиды фаунистически охарактеризованные нижнепалеозойские отложения (Налетов, 1958ф₃), и на их размывтой поверхности в бассейне среднего течения р. Селенги залегают эффузивы петропавловской свиты пермо-триаса (Бардаханов и др., 1960ф; Сагалуев и др., 1961ф). На основании этого одни геологи относят джидинский интрузивный комплекс к варисцидам (П. И. Налетов и др.), другие — к каледонидам (Е. Н. Смолянский и др.).

С гранитоидами джидинского интрузивного комплекса многие исследователи связывают образование железорудных месторождений и проявлений в верховьях рек Ивановки, Мысовой и Холяторки. Кроме этого, следует отметить, что в пределах массива этих гранитоидов в верховье рч. Мысовой шлиховым опробованием аллювиальных отложений выявлен ореол рассеяния тантало-ниобиевых минералов.

ТРИАСОВО-ЮРСКИЕ ИНТРУЗИИ

Гуджирский интрузивный комплекс (γ T—J)

Породы гуджирского интрузивного комплекса на территории листа пользуются незначительным распространением и залегают в виде даек и штокообразных, часто линейно вытянутых в северо-восточном и широтном направлении тел. Как видно на геологической карте, выходы пород комплекса сосредоточены в восточной части района (бассейн рек Лево́й и Право́й Мишихи и Мысовой).

Представлены породы гуджирского интрузивного комплекса розовыми лейкократовыми мелкозернистыми, иногда порфиоровидными гранитами.

Розовые мелкозернистые граниты состоят из микроклина (40—60%), кварца (30—40%), плагиоклаза (до 20%), редко биотита. Из аксессуарных минералов отмечены: сфен, циркон, апатит, рудный минерал. Структура гранитов гипидноморфнозернистая. Текстура массивная.

Порфиоровидные граниты развиты в краевых частях массивов. Это розовые, розовато-серые мелкозернистые породы. Основная масса сложена микроклином, кварцем, иногда биотитом. Из аксессуарных минералов отмечены: сфен, циркон, апатит, рудный минерал. Структура гипидноморфнозернистая, реже микропегматитовая, микропойкилитовая. В порфиоровых вкраплениях отмечаются калишпат и кварц.

Жильные образования

Жильная фаза гуджирского интрузивного комплекса представлена гранит-порфирами. Мощность даек не превышает 3 м. По простиранию дайки прослеживаются до 150 м.

Гранит-порфиры (γ T—J) по структурно-текстурным особенностям и минералогическому составу близки к порфиоровидным гранитам, слагающим краевые части массивов; только в первых местах отмечаются флюорит и молибденит.

По химическому составу (на основании трех проанализированных проб) мелкозернистые граниты описываемого комплекса относятся к ряду пересыщенных глиноземом, классу пересыщенных кремнекислотой, группе богатых щелочами пород. Светлая часть породы резко преобладает над цветной и составляет около 96%, при этом калия больше, чем натрия, что говорит о преобладании в гранитах калиевых полевых шпатов над натриевыми.

В смежных районах гранитоиды гуджирского интрузивного комплекса прорывают эффузивы цаган-хунтейской свиты триаса и одновременно находятся в гальке конгломератов гусинозерской серии, относимой к верхнеюрскому нижнемеловому возрасту¹. Следовательно, возраст гуджирского комплекса может быть киммерийским.

В гранитоидах гуджирского комплекса на площади листа не отмечены какие-либо полезные ископаемые, за исключением молибденита, образующего бедную вкрапленность в гранит-порфирах и не представляющего практического интереса.

МЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Хурай-байбинский интрузивный комплекс

Породы хурай-байбинского интрузивного комплекса развиты только на хр. Хамар-Дабан и не встречаются в северо-западном Прибайкалье. Они слагают дайковые тела и представлены в основном породами диоритовой и сиенитовой групп, среди которых выделяются вогезиты, керсантиты, минетты. К этому же комплексу условно отнесены дайки долеритов, являющиеся, возможно, субэффузивными образованиями более молодого возраста.

Вогезиты (γ d Cr) — зеленовато-серые, розовато-серые, бурые тонкозернистые породы. Сложены они калишпатом, плагиоклазом, роговой обманкой, иногда авгитом. Аксессуарные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, рудным. Из вторичных минералов присутствуют: соссурит,

¹ Некоторыми исследователями (В. М. Скобло и др.) возраст отложений гусинозерской серии определяется как нижний мел.

хлорит, серицит. Калишпат интенсивно пелитизирован. Структура вогезитов призматическизернистая, порфирированная с призматическизернистой основной массой. Порфирированные выделения представлены роговой обманкой.

Керсантиты ($\delta\xi\text{Cr}$) — серые с красно-бурым оттенком тонкозернистые породы. Минералогический состав керсантитов: плагиоклаз, биотит и авгит, присутствующий в небольших количествах. Акцессорные: апатит, сфен, магнетит. Вторичные: хлорит, серицит, сосюрит, карбонат, лимонит. Структура керсантитов призматическизернистая, порфирированная с призматическизернистой основной массой. Порфирированные выделения представлены чаще биотитом, реже оливином.

Минетты ($\xi\chi\text{Cr}$) — коричневато-серые, розовато-серые с буроватым оттенком тонкозернистые породы. Сложены они калишпатом, плагиоклазом, биотитом. Иногда присутствуют роговая обманка и авгит. Акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном; вторичные — сосюритом, хлоритом, серицитом. Калишпаты интенсивно пелитизированы. Структура минетт призматическизернистая, реже порфирированная с призматическизернистой основной массой. В порфирированных выделениях развит биотит.

Долериты ($\mu\beta\text{Cr}$) зеленоватые, мелкозернистые, тонкозернистые, иногда порфирированного сложения. Минералогический состав долеритов: плагиоклаз, представленный андезином и лабрадором, биотит, роговая обманка, пироксен, оливин. Акцессорные: магнетит и апатит. Структура долеритов офитовая, пойкилоофитовая, реже порфирированная с офитовой основной массой. В порфирированных выделениях встречается плагиоклаз. Вторичные изменения в породах выражены в слабой сосюритизации плагиоклазов и хлоритизации биотита и роговой обманки.

Контактовые воздействия дайковых пород на вмещающие выражаются в слабом ороговиковании.

В Гусиноозерской впадине дайки хурай-байбинского интрузивного комплекса прорывают нормальноосадочные отложения гусиноозерской серии, относимой к верхнеюрскому — нижнемеловому возрасту, что позволяет считать возраст даек как меловой.

В районе не известны какие-либо рудопроявления, связанные с хурай-байбинским комплексом.

ТЕКТОНИКА

Площадь листа, судя по тектоническим схемам Прибайкалья, предлагаемым разными авторами, относится к каледонской складчатой области, претерпевшей существенную перестройку в мезозой-кайнозой. Северо-западная часть листа

расположена близ зоны сочленения Сибирской платформы и Саяно-Байкальской складчатой области.

Достаточно определено в районе выделяются архей-нижнепротерозойские, верхнепротерозойские и мезозой-кайнозойские структуры. Данные о характере палеозойских и более древних (архейских) структурах из-за отсутствия на площади листа стратифицируемых образований соответствующего возраста не имеется.

Архей-нижнепротерозойские структуры

Отложения архей-нижнего протерозоя пользуются в районе незначительным распространением, ввиду чего данные о структурах этого возраста ограничены.

В междуречье Аносовки и Переемной архей-нижнепротерозойские отложения хангар-ульской толщи слагают небольшую полосу северо-восточного направления и смяты в сложные складки, ориентированные в основном на северо-запад, т. е. вкrest общего направления толщи. Только в верховьях рч. Аносовки отмечаются складки субширотного направления. Крылья складок имеют углы падения 30—60° и осложнены более мелкими складками и разрывными нарушениями. Шарниры складок ундулируют.

В бассейне речек Мысовой и Тельной отложения архей-нижнего протерозоя также смяты в сложные складки, направление которых с северо-западного (район среднего течения рч. Мысовой) меняется на субширотное и северо-восточное (верховья речек Правой Мысовой и Тельной). Углы падения крыльев складок изменяются от 55 до 80°. Крылья осложнены складками более высоких порядков.

Для архей-нижнепротерозойских образований характерна кристаллизационная сланцеватость, совпадающая со слоистостью.

Верхнепротерозойские структуры

Осадочные отложения битуджинской толщи верхнего протерозоя развиты на двух разобщенных между собой участках и дислоцированы в линейные складки северо-восточного и северо-западного простирания, т. е. того же направления, что и породы архей-нижнего протерозоя. В отличие от архей-нижнепротерозойских складок, линейность верхнепротерозойских структур выражена отчетливее.

В бассейне рч. Правой Мишихи породы битуджинской толщи смяты в крутые складки северо-восточного простирания. У устья рч. Правой Мишихи они постепенно меняют направление на субширотное, а на водоразделе бассейнов речек Правой Мишихи и Темника снова принимают северо-восточное простирание. Углы падения крыльев складок в этой полосе колеблются от 25 до 60°, реже до 80°.

В бассейне среднего течения рч. Правой Мишихи породы битуджинской толщи смяты в крутые, часто опрокинутые антиклинальные и синклиналильные складки северо-западного направления. В южной части развития этой толщи оси складок отклоняются к востоку. Протяженность складок 14—16 км при ширине до 2,5 км. Крылья их падают на юго-запад и северо-восток под углом от 30 до 80°. Ядра антиклиналей сложены амфиболово-карбонатными и амфиболово-пироксеново-карбонатными сланцами, крылья их и ядра синклиналей — биотитовыми и биотитово-амфиболовыми сланцами. В карбонатных сланцах часто отмечается мелкая складчатость, гофрировка.

Для пород битуджинской толщи, как и для пород хангар-ульской, характерна кристаллизационная сланцеватость, совпадающая со слоистостью.

На северо-западном побережье оз. Байкал верхнепротерозойские отложения байкальского комплекса при общем падении пород на северо-запад смяты в систему сложных антиклинальных и синклиналильных складок северо-восточного простирания. Складки обычно имеют асимметричное строение и часто запрокинуты на северо-запад, в сторону Сибирской платформы. При этом по направлению к ней отмечается смена запрокинутых складок на простые и широкие (Аносов и др., 1961ф). Крылья их падают на юго-восток и северо-запад под углами от 8 до 70°.

Крупная антиклинальная складка вырисовывается в верховьях пади Большая Кадильная. С юго-запада она перекрыта конгломератами байкальской фации юры. Шарнир складки ориентирован на северо-восток и погружается в этом же направлении. Юго-восточное крыло ее оборвано разрывными нарушениями; северо-западное сложено породами качергатской свиты, ядро — сланцами и известняками улунтуйской свиты.

С верхнепротерозойской складчатостью связано внедрение крупных батолитов туранского и хамар-дабанского интрузивных комплексов. Эти батолиты являются полусогласными, конформными. Формировались гранитоиды туранского интрузивного комплекса, очевидно, в главную фазу складчатости, что подтверждается повсеместным развитием в них протокластических текстур, проявившихся в линейной и плоскостной ориентировке минералов. Внедрение же гранитоидов хамар-дабанского интрузивного комплекса происходило в более спокойной обстановке, в результате чего протокластические текстуры в гранитах получили неповсеместное развитие.

Мезозой-кайнозойские структуры

В мезозой-кайнозойская область переживает своеобразный этап развития, характеризующийся активизацией тектонических движений.

Начало мезозойской эры ознаменовалось накоплением континентальных эффузивных образований цаган-хунтейской свиты, которые сохранились от последующего размыва только в юго-восточном углу территории листа и притом в опущенных тектонических блоках. Внутреннюю структуру их из-за малой площади развития и плохой обнаженности выяснить не удалось. Юго-восточнее описываемого района, по данным многих исследователей, породы цаган-хунтейской свиты смяты в пологие складки северо-восточного простирания.

С первыми фазами киммерийской складчатости, очевидно, связано внедрение гранитоидов гуджирского интрузивного комплекса.

В юрский период в юго-восточной оконечности Иркутского угленосного бассейна формируется глубокий синклиналильный прогиб, несомненно, охватывающий часть современной Байкальской впадины. Юрские отложения, представленные здесь конгломератами байкальской фации, на площади листа слагают северное крыло этой структуры, оборванной с юго-востока Ангарским надвигом и Обручевским сбросом. Северное крыло синклинали погружается на юг и юго-запад под углом, не превышающим 12°.

Каких-либо данных о складчатых структурах, развивавшихся в меловое и палеогеновое время, в пределах территории листа не имеется ввиду отсутствия отложений этих возрастов. На площадях за восточной рамкой листа верхнеюрские — нижнемеловые отложения выполняют мезозойские впадины и смяты в пологие складки. О продолжающемся развитии разрывных нарушений в конце мезозоя свидетельствует внедрение даек хурай-байбинского комплекса.

В неогене в условиях формирования Байкальской впадины происходит накопление континентальных отложений на юго-восточном побережье Байкала. Неравномерные (при малой амплитуде) перемещения отдельных блоков фундамента с одновременным осадконакоплением привели к образованию здесь синклиналильных и антиклинальных складок северо-восточного направления. Это подтверждается увеличением мощностей отложений в ядрах синклиналей и уменьшением их в крыльях и сводах антиклиналей. Складки имеют длину до 5—6 км и ширину до 2—3 км. Углы падения их крыльев колеблются от 8 до 30°.

К концу неогена и началу четвертичного периода на фоне общего сводового поднятия Саяно-Байкальской складчатой области происходит оформление, примерно в современных очертаниях, Байкальской впадины. Впадина под острым углом пересекает юрский синклиналильный прогиб. Строение впадины асимметричное. Северо-западный борт ее ниже и круче, юго-восточный — высокий и сравнительно пологий. Впадина ограничена серией ступенчатых сбросов.

Разрывные нарушения

Разрывные нарушения на территории листа получили широкое развитие. Громадная их роль в мезозой-кайнозойской тектонике подчеркивалась почти всеми исследователями. Безусловно, часть разрывных нарушений была заложена в более ранние эпохи развития района. В частности, сброс, развитый у северо-западного побережья Байкала, по мнению С. В. Обручева, заложен в протерозое.

В конце мезозоя — начале кайнозоя, очевидно, образовался Ангарский надвиг. На северо-западном побережье оз. Байкал в пределах площади листа на конгломераты байкальской фации юры надвинуты гранитоиды слюдянского интрузивного комплекса, в свою очередь разбитые на ряд чешуй и надвинутые друг на друга. Линия надвига прослеживается вдоль побережья Байкала от западной рамки листа до района пос. Коты (падь Варначка) и на небольшом участке в 2,4 км восточнее названного поселка (мыс Соболева).

Надвиг волнистой конфигурации. Плоскость его, по данным В. Н. Даниловича (1941), падает на юго-восток под углом от 26 до 30°. В зоне надвига породы милонитизированы. Пласты конгломератов испытали загибание вверх и опрокидывание к северу и северо-западу.

Возможно, что в это время происходило надвигание пород шарыжалгайской толщи на гранитоиды слюдянского интрузивного комплекса. Этот надвиг отмечен в 2 км западнее пос. Коты и представляет в настоящее время остаток чешуи, сохранившейся от размыва. В зоне надвига породы милонитизированы.

Надвиги осложнены последующими разрывными нарушениями типа сбросов. Разломы выражены в рельефе. Они имеют северо-восточное направление и секут как архейские и верхнепротерозойские, так и юрские отложения. Углы падения сместителей близки к вертикальному. В зонах разломов породы катаклазированы. Система наблюдаемых здесь сбросов вместе со сбросами, скрытыми под водами оз. Байкал, основной из которых проходит в 5—6 км от берега и подтверждается аэромагнитными работами (Блюменцвайг, Щупак, 1961ф), составляет часть Обручевского многоступенчатого сброса, который проходит вдоль всего северо-западного побережья Байкала.

Дизъюнктивные нарушения типа сбросов и взбросов широко развиты в южной части площади листа. Они группируются в пять зон. Одна из них ограничивает с юго-востока Байкальскую впадину, а четыре развиваются вдоль юго-восточного склона и центральной части хр. Хамар-Дабан. Простирание зон северо-восточное. Располагаются разломы внутри зон параллельно и кулисообразно друг к другу. Они характеризуются крутыми сместителями, углы падения которых

колеблются от 70 до 90°. Большинство разломов, очевидно, связано с мезозойским тектогенезом. В кайнозое они были подновлены. Разломы секут все кристаллические образования и рыхлые отложения неогена. Многие из них выражены в рельефе в виде уступов. Кристаллические породы в зонах разломов катаклазированы, реже брекчированы. Иногда отмечаются небольшие участки милонитов и окварцованных пород.

Перестройка Саяно-Байкальской складчатой области неотектоническими движениями не завершилась до настоящего времени. Об этом свидетельствуют повышенная сейсмичность области — наибольшее число эпицентров сильных землетрясений зарегистрировано в юго-западной части Байкальской впадины. На схемах сейсмического районирования Прибайкалья площадь листа входит в зоны с возможными восьми- и девятибалльными землетрясениями.

В заключение описания тектонического строения района остановимся кратко на данных аэромагнитных работ.

По данным В. И. Блюменцвайга и Л. М. Щупака (1961ф), центральная и северная части площади листа характеризуются чрезвычайно плавно меняющимся отрицательным магнитным полем, вытянутым в северо-восточном направлении, совпадающим в первом приближении с акваторией оз. Байкал, и, вероятно, отражающим структуру докембрийского фундамента. В северо-западном направлении это поле сравнительно резко сменяется положительным магнитным полем интенсивностью до 800 *гамм*, охватывающим площадь развития архейских, верхнепротерозойских и юрских образований в северо-западном Прибайкалье. Очевидно, зона смены отрицательного и положительного полей отражает глубинный разлом (Обручевский сброс).

Отрицательное магнитное поле с небольшими аномалиями ΔT интенсивностью до 200 *гамм* занимает юго-западную часть листа и грубо совпадает с площадями развития гранитоидов туранского интрузивного комплекса, захватывая частично районы развития пород хангар-ульской и битуджинской толщ. По линии северо-западного направления (верховья рч. Правой Мишихи — среднее течение рч.левой Мишихи — водораздел речек левой Мишихи и Переемной) это отрицательное поле сменяется положительным полем с серией магнитных максимумом мозаичной формы интенсивностью до 700 *гамм*, совпадающим с районами развития гранитоидов хамар-дабанского, джидинского и гуджирского интрузивных комплексов. Вытянутость аномалий в субмеридиональном, северо-восточном направлениях, приуроченность их к определенным участкам подтверждает наличие разрывных нарушений соответствующего простирания (бассейны речек Мысовая и Хасуртай).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Основные геоморфологические элементы рельефа района представлены горными хребтами Приморским и Хамар-Дабан и впадиной оз. Байкал. Образование их очевидно связано с мезозой-кайнозойскими тектоническими движениями. При этом в участках воздымания из рельефообразующих факторов преобладают денудационные, а в районах опускания — аккумулятивные процессы, создавшие многообразные формы рельефа, которые объединяются нами в ряд типов рельефа, а последние — в два комплекса типов рельефа (денудационно-тектонический и аккумулятивно-тектонический).

Денудационно-тектонический комплекс типов рельефа

Денудационно-тектонический комплекс охватывает хребты Приморский и Хамар-Дабан. По характеру главнейших экзогенных рельефообразующих процессов и по морфометрическим признакам внутри его выделяется три морфогенетических типа рельефа.

Пологохолмистый рельеф водораздельных пространств с преобладанием форм, созданных плоскостным смывом, характерен для восточной части хр. Хамар-Дабан и является, вероятно, реликтом неогенового пенеплена. Абсолютные высоты отдельных возвышенностей в пределах его развития понижаются с запада на восток от 2000 до 1200 м. Относительные превышения составляют 100—200 м. Долины речек здесь широкие, склоны пологие, местами заболоченные.

На границах описываемого типа рельефа при переходе его в смежные типы отмечаются переломы в продольных профилях речек.

Высокогорный альпийский рельеф с преобладанием экзарационных форм развит в пределах хр. Хамар-Дабан в бассейнах речек Аносовки, Переемной и Левого Мишихи. Абсолютные высоты водоразделов здесь колеблются от 1600 до 2200 м, относительные их превышения над днищами долин достигают 1100 м. Экзарация привела к образованию многочисленных каров, цирков, карлингов, трогов. Эрозионные процессы проявились в незначительном врезании наиболее крупных современных речек в днища трогов. При этом в устьевых частях боковых висячих долин возникли ущелья. Водоразделы имеют узкую сильно расчлененную гребневидную форму.

Среднегорный сильно расчлененный крутосклонный рельеф с преобладанием эрозионных форм характерен для Приморского хребта и более низких участков склонов хр. Хамар-Дабан. Абсолютные высоты в пределах развития этого рельефа в хр. Хамар-Дабан постепенно

понижаются с запада на восток и в сторону Байкала от 1700 до 600 м. В Приморском хребте они редко достигают 1100 м. Хорошо развитая гидрографическая сеть и значительная глубина эрозионного вреза придают району сильно расчлененный характер. Относительные превышения здесь достигают 400—600 м. Долины речек узкие. Поперечные профили их имеют V-образную форму. Склоны долин крутые, выпуклые. Водоразделы, в отличие от альпийского рельефа, имеют более сглаженные очертания.

Аккумулятивно-тектонический комплекс типов рельефа

Аккумулятивно-тектонический комплекс типов рельефа развит по побережью оз. Байкал в пределах Байкальской впадины и в долинах крупных речек. Абсолютные высоты здесь редко достигают 700 м, а относительные превышения на отдельных участках — 200 м. Внутри комплекса выделяются четыре типа рельефа.

Холмисто-увалистый рельеф развит в виде широкой полосы вдоль северо-западных склонов хр. Хамар-Дабан на кайнозойских грубообломочных отложениях делювиально-пролювиального типа и на неогеновых образованиях.

Слабо наклонная к впадине поверхность его расчленена долинами на широкие пологие увалы и холмы. Долины речек имеют асимметричное строение и характеризуются ящикообразным поперечным профилем.

Холмисто-грядовый моренный рельеф отмечается на ряде участков, прилегающих к долинам речек Переемной, Ивановки и др. В результате неравномерного отступления (таяния) ледников образовались гряды морен, разделенные небольшими бессточными заболоченными котловинами. Моренные гряды имеют выпуклую форму в сторону Байкала. Длина их достигает 200 м, высота — 10 м. Обычно высота гряд не превышает 5 м.

Наклонные слабоволнистые поверхности высоких и средних озерных террас развиты на побережье оз. Байкал.

Террасы высоких уровней (25—80 м) прослеживаются на отдельных участках юго-восточного побережья. Элементы их выражены слабо. Плоские поверхности террас наклонены в сторону впадины, расчленены многочисленными речками и оврагами, во многих местах заболочены.

Террасы средних уровней (7—15 м) развиты на отдельных участках северо-западного и юго-восточного побережья Байкала. Ширина террас до 1 км. Бровки и тыльные швы их выражены лучше, чем у террас высоких уровней. Террасы имеют мелкобугорчатую, слабовсхолмленную поверхность, расчлененную речками и оврагами, и часто заболочены.

Равнинная поверхность низких террас и пойм распространена в основном в нижних частях долин и на отдельных участках побережья Байкала. Поверхности их ровные, во многих местах заболочены, изобилуют озерами и старицами. Высота террас колеблется от 3 до 5 м. Ширина их достигает 500 м. Высота поймы не превышает 2 м.

В заключение отметим, что формирование рельефа района происходило в течение длительного периода времени. Очевидно, в миоцене и, возможно, в начале плиоцена здесь существовала пенепленизированная, слабовсхолмленная равнина. Первые крупные поднятия проявились в плиоцене. Они устанавливаются по резкой смене литологического состава пород. В конце плиоцена и начале четвертичного периода район снова испытал резкие дифференцированные тектонические движения. Примерно в это время образовалась впадина Байкала в современных ее очертаниях. Во второй половине четвертичного периода в результате возобновившихся поднятий и опусканий произошло изменение климата в сторону его похолодания и увеличения атмосферных осадков, вследствие чего обширная область была подвергнута горнодолинному оледенению. Ледники спускались до современного уровня оз. Байкала (рч. Переемная). В верхнечетвертичное время формировались террасы средних уровней.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа известны проявления и месторождения нефти, бурого угля, железа, алюминия, золота, олова, тантала и ниобия, флюорита, гранитов, известняков, доломитов, мергелей, глин, кровельных сланцев, гальки и гравия, строительных и формовочных песков.

ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть. На юго-восточном побережье оз. Байкал, в районе ст. Танхой, в 1931 г. С. И. Киселевым и В. Л. Слодкевичем было обнаружено проявление нефти (41). В 1932—1935 гг. оно изучалось Г. Е. Рябухиным.

Танхойское проявление нефти приурочено к пласту плохо отсортированных слабо сцементированных песков неогенового возраста, обнажающихся в береговом обрыве оз. Байкал. Видимая мощность их 3,5 м, длина выхода около 100 м. Насыщенность песков нефтью весьма слабая. В процессе бурения роторных скважин, пройденных в 350—500 м на юго-запад от выхода этих песков, никаких нефтепроявлений отмечено не было. Отрицательные результаты также показала скважина, пробуренная вблизи кристаллического массива.

Проблема происхождения нефти на Байкале (возраст нефтеносных отложений, характер и условия их залегания) до настоящего времени не решена. По мнению большинства исследователей, неогеновые континентальные отложения не могут являться материнскими нефтепроизводящими породами. Весьма интересны в этом отношении новые данные, полученные при бурении роторной скважины около пос. Истока (устье р. Селенги), вскрывшей в интервале 2400—2700 м, по устному сообщению Ч. М. Колесникова, морские предположительно неогеновые отложения с фауной каридид. В связи с этим вопрос о перспективах этого района на нефть может быть пересмотрен.

Бурый уголь. На площади листа буроугольные месторождения связаны с неогеновыми (миоценово-плиоценовыми) отложениями, образующими на юго-восточном побережье Байкала полосу шириной до 6 км. Длина этой полосы 70 км.

Миоценово-плиоценовые отложения представлены в основном рыхлыми глинистыми породами, переслаиваемыми с разнозернистыми песками и бурыми углями. Эти отложения по литологическому признаку, степени угленасыщенности подразделяются на три фациально замещающих друг друга одновозрастных толщи: танхойскую, мишихинскую и клюевскую. Неогеновый возраст пород подтверждается остатками богатой фауны, а также наличием спор и пыльцы растений. Неогеновые отложения залегают на размытой поверхности докембрийских (метаморфических и изверженных) и палеозойских (изверженных) образований и смяты в небольшие складки с падением крыльев на северо-запад и юго-восток под углом от 8 до 30°. Мощность отложений, по данным Г. Б. Пальшина (1955), изменяется от 350 до 1200 м.

Все выявленные месторождения Прибайкальской группы — Малиновское (49), Осинское (52), Переемнинское (46), Половинкинское (50), Танхойское (40), Ушаковское (54) — приурочены к нижней части разреза танхойской толщи.

Кроме этого, отдельные пласты, прослои и линзы бурых углей отмечаются в средней части разреза танхойской толщи, в низах мишихинской, в нижней и верхней частях разреза клюевской толщ.

Прибайкальские месторождения известны с 50-годовпрошлого столетия, но разведан до настоящего времени только один участок Переемнинского месторождения. В 1920—1921 гг. изучал эти месторождения А. В. Арсентьев, в 1931—1935 гг. — Г. Е. Рябухин, а в 1939—1940 гг. — М. А. Цахновский. В более позднее время на этих месторождениях работы не проводились.

Малиновское месторождение (49) расположено в 6 км северо-восточнее ст. Переемной по рч. Малиновке (в 0,7 км южнее линии железной дороги). Здесь выявлено 7 пластов бурого угля мощностью от 0,8 до 5,6 м. Суммарная мощность углей 9,3 м. Разведочные работы на месторождении не проводились. Геологические запасы, по подсчетам Г. Е. Рябухина (1935ф), на месторождении 2550 тыс. т.

Осиновское месторождение (52) находится в 8 км северо-восточнее ст. Переемной в долине рч. Осиновки.

В обоих бортах речки обнажаются три угольных пласта мощностью 2,50, 2,85 и 2,70 м. Кровлей и почвой пластов служат серые суглинки и глины миоцена. Пласты простираются на северо-восток 85° при северо-западном падении пород под углом от 10 до 15°.

Химический состав осиновских углей: влага 18,20%, летучие на горючую массу 25,10%, кокс беззольный 29,70%, зола на сухое топливо 16,31%. Теплотворная способность органической массы около 6900 ккал/кг. Геологические запасы на месторождении 1890 тыс. т (Рябухин, 1935ф).

Переемнинское месторождение (46) расположено в 200 м южнее ст. Переемной. На месторождении разведан только Станционный участок, где выявлено 8 пластов угля суммарной мощностью 22,4 м. При этом запасы подсчитаны только по двум пластам: по «Малому» со средней мощностью 2,20 м, и «Главному» со средней мощностью 5,50 м. Длина разведанной части пластов по простиранию 375 м, по падению 350—500 м. Пласты простираются на северо-восток, падение на северо-запад под углом до 20°.

Лабораторные исследования переемнинских углей показали следующие результаты: влажность воздушносухого угля 7—18%; углерод в органической массе 60—72%; сера от 0,2 до 0,3%, водород от 4,5 до 5,5%, выход дегтя от 12 до 16%, зола на сухое топливо от 8 до 15%, удельный вес 1,5—1,6. Теплотворная способность органической массы 6500—6700 ккал/кг.

Запасы по Переемнинскому месторождению (участок Станционный) составляют: по категории В 742 тыс. т, С₁ 1863 тыс. т, С₂ 30078 тыс. т (Цахновский, 1941ф). Прирост запасов возможен за счет прослеживания пластов угля по простиранию, а также за счет выявления новых залежей на прилегающих площадях.

Половинкинское месторождение (50) находится в 4 км восточнее ст. Переемной в долине рч. Половинки. Здесь выявлено 27 пластов бурого угля, из которых 7 имеют мощность от 0,6 до 2,7 м, остальные — менее 0,6 м. Пласты падают на северо-запад под углом до 25°. Месторождение не разведывалось. Геологические запасы его, по подсчетам Г. Е. Рябухина (1935ф), 1050 тыс. т.

Танхойское месторождение (40) расположено в 3 км юго-западнее ст. Танхой между речками Шестипалихой и Осиновкой. В третичных отложениях этого участка выявлено 28 угольных пластов суммарной мощностью 43 м. Геологические запасы месторождения определены в 55 млн. т (Цахновский, 1941ф).

Ушаковское месторождение (54) находится в 10 км восточнее ст. Переемной по рч. Ушаковке. Здесь в неогеновых отложениях танхойской толщи, смятых в небольшую антиклинальную складку, А. В. Арсентьевым в 1921 г. обнаружен пласт угля мощностью 7 м. В замке складки пласт размыт. Кроме этого пласта, на участке М. А. Цахновским (1941ф) выявлено еще 7 пластов угля суммарной мощностью 19,5 м.

Угли месторождения бурые, матовые, очень крепкие и по своим качествам гораздо лучше, нежели танхойские и переемнинские.

Лабораторные испытания ушаковских углей показали следующее: влажность воздушносухого угля 21,78%, кокс беззольный 39,09%, летучие на горючую массу 39,13%, зола на сухое топливо 3,69%, сера 0,48%, теплотворная способность органической массы около 6700 ккал/кг.

Разведочные работы на месторождении не проводились. Геологические запасы месторождения 4350 тыс. т (Рябухин, 1935ф).

Описанные выше месторождения выявлены в наиболее обнаженных участках юго-восточного побережья оз. Байкал, изучены они еще недостаточно.

Бурые угли Прибайкальских месторождений могут с успехом использоваться как энергетическое топливо и в качестве сырья для производства искусственного жидкого топлива (выход смол до 16%).

Эти месторождения заслуживают дальнейшего изучения.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые руды. На юго-восточном побережье Байкала, в пределах хр. Хамар-Дабан, с давних пор известна группа Мысовских железорудных месторождений, из которых на площади листа расположена: Мысовское I (58), Мысовское II (60), месторождение 13-го км (57) и два мелких рудопоявления — Бушелайское (59) и Ивановское (56). В 1960 г. выявлено еще одно, Холяторское (67), проявление магнетита (Викулов, 1961ф).

Изучением Мысовских месторождений занимались многие геологи (А. В. Львов, 1909 г.; П. В. Сосновский, 1927 г.; П. И. Касаткин и С. С. Смирнов, 1928 г. и др.). В вопросе

о генезисе месторождений исследователи приходят к различным заключениям. Одни из них (А. В. Львов, Д. С. Коржинский, 1935 г.; Н. И. Фомин, 1940 г.) относят месторождения к осадочно-метаморфогенному типу, другие (Смирнов, Касаткин, 1931) — к контактово-пневмолитическому. Приуроченность месторождений к контактовым зонам с гранитоидами Джидинского интрузивного комплекса, форма некоторых залежей и состав руд скорее свидетельствуют о правильности последнего мнения.

Месторождение Мысовское I (58) расположено в бассейне рч. Мысовой в 14 км юго-восточнее г. Бабушкина. Район месторождения сложен биотитовыми гнейсами с прослоями и линзами доломитов хангар-ульской толщи докембрия, прорванными гранитоидами джидинского комплекса. Рудное тело, по данным магнитометрии, состоит из серии сближенных рудных линз, которые прослежены по простиранию на 520 м. Суммарная длина рудных участков 290 м. Средняя мощность залежи 8 м. Простирание ее СЗ 290—300°, падение на юго-запад под углом 50—60°. Характерной особенностью месторождения является полосчатая текстура руд, согласная со сланцеватостью вмещающих пород.

Главными минералами руды являются фаялит, магнетит, грюнерит, кварц, гранат, биотит. Иногда отмечаются пирит, пирротин, халькопирит. Содержание железа в руде, по данным химического анализа, колеблется от 35 до 51%, среднее содержание кремнезема составляет 35,94%, фосфора—0,38%, серы—0,1%. При этом почти половина железа связана с силикатами (Касаткин, Смирнов, 1931ф). Штуфные пробы руд месторождения нами были подвергнуты спектральному анализу, которым установлены: Ti от 0,001 до 0,01%, V 0,003%, Cu от 0,001 до 0,003%, Ni до 0,001%. В одной пробе отмечено 0,001% германия.

Запасы месторождения Мысовского I, утвержденные ВКЗ, составляют по категории А₂ 50 тыс. т. по С₁ 326 тыс. т. руды. Ввиду незначительных запасов и плохого качества руды, месторождение промышленного значения не имеет (Касаткин, Смирнов, 1931ф).

Месторождение Мысовское II (60) расположено в 2 км северо-восточнее Мысовского I. Район месторождения сложен биотитовыми гнейсами хангар-ульской толщ. Месторождение представлено двумя неправильно-округлыми залежами скарнированных пород, содержащих магнетит. Каждая из залежей имеет на выходах размеры 24×14 м. Средний химический состав руд, по данным П. И. Касаткина и С. С. Смирнова, следующий: по Северной залежи: железа 42,05%, кремнезема 26,05%, марганца 1,49%, серы 0,04%; по Южной залежи: железа 40,03%, кремнезема 29,61%, марганца 0,96%, серы 0,015%. Спектральным анализом в этих рудах

установлены: Ti 0,001%, V 0,003%, Cu 0,003% (В. И. Кодачигов, 1960 г.).

Запасы месторождения Мысовское II, утвержденные ВКЗ, составляют по категории А₂ 30,8 тыс. т, по В 85,0 тыс. т руды.

Месторождение промышленного значения не имеет.

Месторождение 13-го километра (57) расположено в 1 км севернее месторождения Мысовского I. Район месторождения сложен биотитовыми гнейсами хангар-ульской толщ, прорванными дайками мелкозернистых гранитов и пегматитовыми жилами. Рудное тело, по данным магнитометрической съемки (Касаткин, Смирнов, 1931ф), имеет штокообразную форму и наклонено на юг под углом 40—50°. Размеры его значительно меньше залежей месторождений Мысовского I и Мысовского II. Состав руды: кварц, грюнерит, гранат, магнетит, гиперстен, иногда фаялит. О запасах руд этого месторождения данных нет, но большинство исследователей, посетивших месторождение, указывает на непромышленное их значение (Касаткин и Смирнов, 1931ф; Фомин, 1939ф).

Бушелейское проявление магнетита (59) приурочено к северным склонам хр. Хамар-Дабан и расположено в 17 км южнее г. Бабушкина на водоразделе речек Ивановки и Мысовой. Проявление было обнаружено в 1940 г. Н. И. Фоминым. Район проявления сложен биотитовыми гнейсами с прослоями скарнированных карбонатных пород, в которых отмечается вкрапленность магнетита.

Минералогический состав руд близок к рудам месторождения 13-го километра. По данным Н. И. Фомина, содержание магнетита в руде не превышает 5%. Практического значения проявление не имеет.

Ивановское проявление магнетита (56) находится в верховьях рч. Ивановки в 16 км южнее железной дороги. Обнаружено оно в 1940 г. Н. И. Фоминым. Здесь среди гранитоидов джидинского интрузивного комплекса отмечен небольшой ксенолит биотитовых гнейсов с прослоями скарнированных карбонатных пород, содержащих бедную вкрапленность магнетита. Содержание магнетита, по данным Н. И. Фомина, не превышает 5%. Промышленного интереса проявление не представляет.

Холяторское проявление магнетита (67) расположено на северо-западных склонах хр. Хамар-Дабан (бассейн рч. Холяторки) в 26 км южнее г. Бабушкина. Установлено оно в 1960 г. геологами Южно-Байкальской партии (Викулов, 1961ф). В диоритах Джидинского интрузивного комплекса здесь отмечаются обогащенные магнетитом участки, имеющие неправильную форму. Мощность участков до 0,5 м. По простиранию они прослеживаются на 1—1,5 м.

По данным Г. Е. Викулова, содержание магнетита составляет от 10 до 15%. Спектральным анализом установлены: Mn 0,03—0,1%, Ti 0,3—1%, Sr 0,03—0,1, Ba 0,1%, Zr 0,003—0,01%, Zp 0,003—0,01%. Ввиду малых размеров рудных тел проявление железа практического интереса не представляет.

Цветные металлы

Никель, кобальт. Проявление никеля и кобальта (68) было обнаружено нами в 1959 г. в левом борту руч. Хасуртая левого притока рч. Темника. Связано оно с небольшим массивом роговообманково-сланцевых перидотитов. Спектральным анализом в перидотитах было установлено никеля 0,3%, кобальта 0,03%, хрома 0,3%. Видимой сульфидной минерализации в породах не отмечено. Вероятно, хром, никель и кобальт связаны с силикатами, что не позволяет считать массив перспективным.

Алюминий. За последние годы нами и геологами В. А. Черненко (1960ф) и Г. Е. Викуловым (1961ф) на площади листа было выявлено 6 проявлений силлиманитово-биотитовых сланцев, которые чаще всего приурочены к контактовым зонам с туранскими гранитами.

Силлиманитово-биотитовые сланцы развиты как в хангар-ульской, так и в биту-джидинской толщах.

Среди пород хангар-ульской толщи силлиманитсодержащие сланцы отмечаются в бассейнах рек Аносовки, Переемной и Мысовой. Здесь обнаружены следующие проявления силлиманитово-биотитовых сланцев: Аносовское (63), Лево-Аносовское (64), Рудовского (45) и Мысовское (61). Силлиманитсодержащие породы на этих участках залегают среди биотитовых, гранатово-биотитовых, двуслюдяных и инъекционных гнейсов в виде прослоев, линз и пачек, мощность которых колеблется от первых сантиметров до 50 м, а местами даже до 150 м. По простиранию прослои и линзы прослеживаются до 300 м.

Минералогический состав силлиманитовых сланцев: кварц (60%), биотит (20—30%), калишпат (до 10%), мусковит (3—5%), силлиманит (1—40%), графит (до 1%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, рутилом, цирконом и магнетитом. По данным минералогического анализа бороздовых и отдельных штучных проб, содержание силлиманита обычно составляет от 3 до 5% и редко достигает 23% (проявление Рудовского).

Силлиманит встречается в виде волокнистого фибролита и призматической разновидности и интенсивно замещается мусковитом и кварцем.

Поисковые работы масштаба 1 : 50 000 на перечисленных выше проявлениях силлиманита не дали положительного результата (Черненко и др., 1960ф; Викулов, 1961ф).

В биту-джидинской толще силлиманитово-биотитовые сланцы отмечаются в бассейне ключа Правая Мишиха (Право-Мишихинское проявление, 66) и в верховьях рч. Переемной (Кошулинское проявление, 65) и образуют единую полосу северо-восточного направления. Силлиманитсодержащие сланцы здесь, так же как и на вышеописанных участках, залегают среди гнейсов в виде прослоев, линз и пачек мощностью до 50 м. По простиранию они прослеживаются до 200 м. По минералогическому составу силлиманитово-биотитовые сланцы биту-джидинской толщи по существу не отличаются от одноименных пород хангар-ульской толщи. Содержание силлиманита на Право-Мишихинском и Кошулинском проявлениях, по данным минералогических анализов отдельных штучных проб, до 9%. Силлиманит представлен главным образом призматической разновидностью.

Право-Мишихинское и Кошулинское проявления силлиманита заслуживают дальнейшего изучения.

Благородные металлы

Золото. На площади листа известно 5 коренных проявлений и 11 россыпных месторождений золота. Все они, за исключением Чукчанского, располагаются в пределах Южно-Байкальского золотоносного района (северо-западное побережье Байкала) и связаны с конгломератами байкальской фации юры.

Россыпи на северо-западном побережье Байкала приурочены к долинам рек, размывающих юрские конгломераты, и к прибрежной полосе озера на участках распространения юрских отложений (район между поселками Коты и Кадильная). Россыпи современного аллювиального (1, 2, 3, 5, 6, 9, 10, 14) и прибрежно-озерного (13, 15) генезиса руслового, пойменного и террасового типов. Длина отдельных россыпей достигает 5 км.

Мощность аллювия до 10 м. Мощность торфов колеблется от 1 до 6 м, золотоносных песков — от 1 до 4 м. Среднее содержание золота 2 г/м³. Золото мелкое, пластинчатое, высокопробное. Все россыпи отработаны, лишь в долине пади Большие Коты продолжают разработки русловых и террасовых россыпей старателями.

На площади листа в цементе конгломератов байкальской фации А. А. Розиным (1929 г.), Д. С. Коржинским (1936ф), А. А. Орловой (1954ф) и другими было установлено в нескольких пробах содержание золота от знаков до 0,2 г/т. Одна проба показала 0,65 г/т.

На карте полезных ископаемых места отбора проб с содержанием золота от знаков и выше нами обозначены как проявления (4, 7, 8, 11, 12). Приуроченность золотоносных

аллювиальных россыпей к полям развития конгломератов указывается на связь с ними золота. Еще в 1915 г. М. М. Тетяев на основании обнаружения в цементе конгломератов тертого золота пришел к заключению о наличии в них ископаемых россыпей, которые при размыве питают золотом современные аллювий. Конгломераты обладают, очевидно, значительными потенциальными запасами золота и заслуживают дальнейшего изучения.

В юго-восточной части района известно только одно россыпное месторождение — Чунчанское (31), расположенное в 4 км юго-восточнее г. Бабушкина по рч. Чукчанке. Россыпь аллювиальная, пойменного типа. Наибольшее содержание золота составляло здесь 0,89 г/м³. Россыпь отработана.

Редкие металлы

Олово. В нескольких шлиховых пробах, отобранных на юго-востоке территории, в верховье рч. Гаран, в редких знаках отмечается касситерит. Этот район сложен сланцами битуджинской толщи и эффузивами цаган-хунтейской свиты. Сланцы и эффузивы часто катаклазированы и окварцованы в широко развитых здесь зонах разломов. Спектральным анализом в измененных породах установлено олово от 0,003 до 0,01%.

Молибден. Проявление молибдена (32) установлено в правом борту долины речки Мысовой в 5 км юго-восточнее г. Бабушкина. Здесь в дайке гранит-порфиров гуджирского интрузивного комплекса отмечены редкие мелкие чешуйки и розетки молибденита. Дайка имеет северо-восточное простирание. Мощность ее не превышает 2 м. Практического интереса проявление не представляет.

Тантал и ниобий. Тантало-ниобиевые минералы отмечены в редких знаках во всех шлиховых пробах, отобранных из условий отложений в верховьях рч. Мысовой (62). Участок сложен гранитоидами джидинского интрузивного комплекса с редкими маломощными пегматитовыми жилами. Спектральным анализом тантал и ниобий в пегматитах не установлены.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Флюорит. Проявления флюорита (69,70) отмечены в двух участках в бассейне рч. Хасуртая. Здесь в гранитоидах джидинского интрузивного комплекса, разбитых разломами северо-восточного направления, наблюдаются тонкие (до 5 мм мощностью) кварц-флюоритовые прожилки. Практического интереса проявления флюорита не имеют.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ И ДРУГИЕ МАТЕРИАЛЫ

Изверженные породы

Гранит. Ключевское месторождение гранита (25) находится в 2 км восточнее пос. Ключевки вблизи линии железной дороги. Месторождение представлено мелкозернистыми гнейсовидными гранитами. Лабораторным испытаниям граниты не подвергались. Месторождение эксплуатировалось во время строительства Восточно-Сибирской железной дороги.

Мишихинское месторождение гранита (21) расположено в 5 км восточнее пос. Мишихи около линии железной дороги. Месторождение сложено мелко- и крупнозернистыми гранитами джидинского интрузивного комплекса. Временное сопротивление сжатию 1535 кг/см², среднее временное сопротивление после 25 кратного замораживания 1321 кг/см². Износ в барабане Деваля после 10 000 оборотов 5,20% веса (А. И. Гаравский, 1939 г.). Запасы месторождения практически неограниченны. Гранит месторождения использовался при строительстве Восточно-Сибирской железной дороги.

Карбонатные породы

Известняки. Месторождений известняков (17, 18, 19, 20) известны на северо-западном побережье Байкала. Связаны они с отложениями улунтуйской свиты и представлены кристаллическими и водорослевыми известняками, доломитами, сланцами. Мощность карбонатных пород колеблется в широких пределах — от 5 до 100 м. Для них характерны крайне изменчивые содержания MgO и беспорядочная перемежаемость высокомагнезиальных разностей с прослоями более чистых известняков. Наиболее изучено Малокадильнинское месторождение.

Малокадильнинское месторождение (20) расположено в 3,5 км на северо-восток от пос. Кадильного и приурочено к улунтуйской свите верхнего протерозоя. Породы этой свиты падают на СЗ 310—340° под углами от 20 до 50° и более. На месторождении выделяются два пласта кондиционных известняков, разделенных пачкой песчаных известняков и филлитовидных сланцев общей мощностью до 30 м.

Мощность нижнего пласта составляет 70 м, верхнего — 100 м. Мощность вскрыши для верхнего пласта колеблется от 0,2 до 2,5 м. Средний химический состав известняков верхнего пласта: SiO₂ 1,55%, R₂O₃ 2,01%, CaO 51,93%, MgO 1,68%, P₂O₅ 0,06%, SO₃ 0,08%, потеря при прокаливании 42,58%; нижнего пласта: SiO₂ 2,10%, R₂O₃ 2,19%, CaO

50,70%, MgO 1,61%, P₂O₅ 0,07%, SO₃ 0,25%, потеря при прокаливании 42,27%.

Качество известняков соответствуют условиям на карбонатные породы для цементной промышленности. Кроме того, как показали испытания, они пригодны для производства воздушной извести I сорта, а щебень известняков может быть использован для дорожного строительства. Запасы, подсчитанные О. В. Павловым и И. В. Шергиным (1956ф), составляют по категории С₁ 56 140 тыс. т, по С₂ 32 600 тыс. т.

Доломиты. Мысовское месторождение (29) расположено в 1—2 км восточнее г. Бабушкина, у линии железной дороги. Месторождение представлено доломитами, доломитизированными известняками и гнейсами хангар-ульской толщи, слагающими ксенолит, вплазненный в гранитоиды хамар-дабанского интрузивного комплекса. Простираение пород субширотное, падение на юг под углом 30—45%. Мощность карбонатных пород, по данным Ф. Ф. Толстихина (1954ф), колеблется от 30 до 300 м. Пласт доломита прослежен по простиранию на 800 м. Средний химический состав карбонатных пород по 28 пробам следующий: потеря при прокаливании 45,04%, SiO₂ 1,47%; CaO 35,89%, R₂O₃ 0,72%, MgO 17,58%, P₂O₅ 0,068% (Толстихин, 1954ф).

Доломиты и доломитизированные известняки месторождения могут быть использованы для производства огнеупоров, цемента, доломитизированной воздушной извести и в качестве флюса.

Мергель. Переемнинское месторождение (47) расположено в 4 км восточнее ст. Переемной около линии железной дороги. Мергели приурочены к неогеновым песчано-глинистым отложениям танхойской толщи и образуют в них четыре прослоя мощностью по 20—30 см.

По химическому составу мергели пригодны для производства цемента. Ввиду малых запасов промышленного интереса месторождение не представляет.

Половинкинское месторождение (51) расположено в 7 км к юго-востоку от рч. Переемной в долине рч. Половинки. Пласт мергеля мощностью 0,5 м залегает в угленосных неогеновых отложениях танхойской толщи. Породы толщи падают на север под углом 28°. Химический анализ мергеля: SiO₂ 22,45%, F₂O₃ 3,6%, Al₂O₃ 12,1%, CaO 29,8%, MgO 1,82%, Na₂O 0,38%, влажность при 110—120°С 0,65%, потеря при прокаливании 29,2%. Мергель пригоден для производства цемента. Из-за малых запасов мергеля месторождение промышленного интереса не имеет.

Глинистые породы

Глины кирпичные. На юго-восточном побережье Байкала известно 11 месторождений глин (24, 27, 30, 33, 35, 37, 39, 43,

44, 48, 53). Связаны они в большинстве случаев с неогеновыми образованиями и реже с четвертичными террасовыми отложениями (27,35). Мощность глин измеряется в пределах от 1 до 3 м, реже до 30 м (Переемнинское месторождение, 48). Большинство глин залегает сразу под почвенно-растительным слоем. Глины коричневатого-бурые, темно-серые вязкие, часто песчанистые и слюдястые.

По данным лабораторных испытаний, глины месторождений с успехом могут быть использованы в производстве строительного кирпича. Глины некоторых месторождений — Нижне-Осиновского (44), месторождения 271 км (35) — пригодны для производства цемента. Глины Чукчанского месторождения (30) с небольшими добавками песка, шлака, шамота могут быть использованы в производстве черепицы марки «75», пустотелых блоков и кирпича марки «100».

Запасы наиболее крупного — Мысовского I (27) месторождения, по подсчетам Я. М. Эйдельмана (1960ф), составляют по категориям А₂+В+С₁ 2788,9 тыс. м³. Глины этого месторождения при условии введения в них отощающих добавок 10—15% пригодны для производства строительного кирпича марки «100», а при введении 2% органических добавок — для керамзита.

Кровельные сланцы. Кадильнинское месторождение кровельных сланцев (16) расположено в 2 км северо-западнее пос. Кадильного (северо-западное побережье оз. Байкал) и связано с отложениями качергатской свиты верхнего протерозоя. Сланцы образуют, по данным В. П. Маслова, пласт мощностью 2 м. Сланцы серого цвета, тонкослоистые, местами разбиты трещинами кливажа. По составу относятся к слюдястым разновидностям. Сланцы легко разделяются на тонкие плитки, сверлятся и пробиваются без разлома. Анализ их показывает низкое содержание серы и извести. По подсчетам В. П. Маслова, запасы сланцев для открытой разработки составляют по категории С₁ 4000 м³, а для подземной разработки по категории С₂ 23 000 м³.

Обломочные породы

Галька и гравий. Месторождения гальки и гравия (34, 36, 38, 42, 55) сосредоточены на юго-восточном побережье Байкала и связаны с четвертичными аллювиальными и озерными отложениями. Мощность галечных отложений на месторождениях колеблется от 1 до 2 м. Содержание в них гравийно-галечного материала, по данным гранулометрического анализа, изменяется от 6 до 70%. Песчаный материал характеризуется преобладанием фракции 0,25—0,50 мм. Наиболее крупные запасы подсчитаны по Малоосиновскому месторождению (42), где они составляют по категории С 1 000 000 м³.

Все месторождения гальки и гравия в районе эксплуатировались для балластирования железнодорожных путей.

Песок строительный. Месторождения строительных песков в пределах площади листа известны на двух участках, расположенных около Восточно-Сибирской железной дороги — в 1,5 км западнее пос. Ключевки (Ивановское месторождение, 22) и в 1 км к востоку от г. Бабушкина (Мысовское I месторождение, 28). Пески входят в состав ключевской толщи неогенового возраста. Мощность песков на месторождениях достигает 9 м, средняя мощность вскрыши составляет 0,5 м. Пески светло-серые, желтовато-серые, средне-, мелкозернистые, кварцевые, слюдяные. Химический анализ показывает содержание в них окиси железа до 1,5%, ввиду чего пески не пригодны для производства бесцветного стекла, но могут быть использованы для строительных работ.

Песок формовочный. Ключевское месторождение (23) расположено в районе пос. Ключевки и связано с неогеновыми отложениями. Месторождение представлено мелкозернистым кварцевым песком с примесью слюдки и полевых шпатов. Вскрытая мощность песка более 6 м. Мощность вскрыши до 2 м. В связи с высоким содержанием окиси железа (до 1,3%) пески не пригодны для стекольного производства. Но они могут быть использованы в строительных работах и для отощения глин. По заключению И. П. Яковлева (1950), пески месторождения пригодны для изготовления форм в чугунолитейном деле.

Осиновское месторождение (26) расположено в 3 км западнее г. Бабушкина вблизи линии железной дороги. В геологическом строении месторождения принимают участие глинисто-песчаные отложения неогена (ключевская толща). Пески залегают в виде линз и невыдержанных по мощности пластов. Средняя мощность продуктивной толщи 7,5 м, вскрыши — более 2 м. Содержание окиси железа, по данным химического анализа, составляет 0,40—1,44%. По заключению И. П. Яковлева (1951ф), пески месторождения могут быть использованы как формовочный материал для чугунолитейного дела.

В заключение описания полезных ископаемых района следует сказать, что вся площадь листа перспективна на открытие месторождений строительных материалов: известняков, доломитов, кровельных сланцев, гранитов, глин, гальки и гравия, строительных и формовочных песков.

Северо-западная часть района (бассейн рч. Большие Коты) перспективна на ископаемые россыпи золота в конгломератах байкальской фации юры.

Полоса неогеновых отложений на юго-восточном побережье оз. Байкала, к которой приурочены бурогольные месторождения и Танхойское проявление нефти, заслуживает

дальнейшего изучения. Бурогольные месторождения района изучены еще недостаточно. Наличие же морских, предположительно неогеновых отложений в устье р. Селенги, с которыми, очевидно, следует связывать проявления нефти на Байкале, позволяет предполагать о развитии аналогичных отложений и в описываемом районе. В связи с этим проблеме нефтеносности района следует считать еще не решенной.

Одновременно вызывают интерес и докембрийские гнейс-сланцевые толщи (хангар-ульская и битуджинская), в которых установлены рудопроявления силлиманита.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В описываемом районе специальных гидрогеологических исследований не проводилось. Данная глава написана по материалам Г. Б. Пальшина (1955), М. А. Цахновского (1940ф) и некоторым наблюдениям авторов записки.

В районе установлены следующие типы вод: верховодка, грунтовые, пластовые, пластово-трещинные и трещинные.

Верховодка развита в участках распространения четвертичных озерных, аллювиальных и ледниковых отложений. В период таяния снегов и выпадения дождей на линзах и невыдержанных по простиранию пластах глин и суглинков, содержащихся в этих отложениях, скапливаются воды, часто приводящие к временной заболачиваемости местности.

Грунтовые воды пользуются широким распространением на участках развития элювиальных, делювиальных, озерных и ледниковых отложений. Глубина залегания вод колеблется от 0,5 до 10 м. Мощность водоносных горизонтов от 1,5 до 10 м и более. Источником питания грунтовых вод являются атмосферные осадки, а также поверхностные водотоки. Разгрузка вод этого типа наблюдается на склонах гор и долин, в уступах террас и в откосах выемок.

По химическому составу грунтовые воды относятся к слабо минерализованным гидрокарбонатно-кальциевым, гидрокарбонатно-натриевым или смешанным и частично к сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевым. Они играют существенную роль в развитии оползневых и сплывных явлений по побережью Байкала (Пальшин, 1955).

Пластовые, пластово-трещинные воды пользуются повсеместным распространением в неогеновых отложениях. Линзовидное залегание пород, частые фациальные переходы между ними обуславливают взаимосвязь между различными водоносными горизонтами и непостоянное количество их (от 2 до 6). Мощность водоносных горизонтов от 0,5 до 2,0 м. Наибольшей водообильностью обладают пески

и бурые трещиноватые угли. Водоупорами, как правило, являются пласты глин и некоторые разности бурых массивных углей. Питание вод происходит как за счет грунтовых, так и за счет трещинных вод. Все пластовые и пластово-трещинные воды обладают напором, увеличивающимся с глубиной залегания. Источники этих вод наблюдаются на склонах долин и в откосах выемок. Дебит источников до 0,5 л/сек.

По химическому составу воды относятся к слабо минерализованным гидрокарбонатно-кальциевым, гидрокарбонатно-натриевым и смешанным.

По данным Г. Б. Пальшина, пластовые и пластово-трещинные воды являются одним из важнейших факторов образования явления оползания и сплывания грунтов в районе линии Восточно-Сибирской железной дороги.

Трещинные воды развиты повсеместно в кристаллических породах и в конгломератах байкальской фации юры. Питание их происходит за счет грунтовых вод и атмосферных осадков. Разгрузка трещинных вод наблюдается на склонах гор и в долинах. Дебит источников незначительный. Часть их действует эпизодически (в период дождей), большинство же источников функционирует круглогодично.

По химическому составу трещинные воды слабо минерализованные, гидрокарбонатно-кальциево-натриевые, сульфатно-хлоридно-магниево-кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Горавский А. И. Изверженные породы как строительные и дорожные материалы. Минеральные ресурсы Восточной Сибири, т. II, Иркутск, 1939.

Данилович В. Н. Тектоника юго-восточной окраины Прибайкальской юры. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 29, Иркутск, 1941.

Золотарев А. Г. К геоморфологии юго-западного побережья Байкала в районе пос. Коты. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 8, сер. геол., 1958.

Касаткин П. И., Смирнов С. С. О мысовских железорудных месторождениях в БМ АССР. Изв. ГГРУ, вып. 29, 1931.

Королюк И. К. Конофитоны в улунтуйской свите Прибайкалья. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири. ИГУ, вып. V (XXVI), 1959.

Мартинсон Г. Г. Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья. Тр. Байкальской лимнолог. ст. АН СССР, т. XIII, 1951.

Маслов В. П. Кровельные сланцы Бол. Кадильной на оз. Байкал. Изв. ВГРО, вып. 96, 1932.

Налетов П. И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист М-48 (Улан-Удэ). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, Москва, 1956.

Налетов П. И. Каталог фауны и флоры, пылицы и спор центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат, 1960.

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. ИГН АН СССР, вып. 99, сер. геол., № 31, 1948.

Пальшин Г. Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья Байкала. Изд. АН СССР, 1955.

Тимофеев Б. В. Находки спор в кембрийских и докембрийских отложениях Восточной Сибири. Докл. АН СССР, т. 105, № 3, 1955.

Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа. Вопросы геологии Азии, т. I, Изд. АН СССР, 1954.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, вып. 19, сер. геол., изд. АН СССР, 1960.

Яржемский Я. Я. Карбонатные породы Восточной Сибири. Мергели. Минеральные ресурсы Восточной Сибири, т. II, Иркутск, 1939.

Фондовая

Акимов А. А. Сводный инженерно-геологический отчет по участку Выдрино—Мысовая (II дистанция пути от 233 до 335 км ВСЖД). Фонды БГУ, 1939.

Аносов В. С., Колесников В. Л., Колевид В. А., Волкова Д. М. Геологическое строение листа N-48-XXXIV и северо-западной части листа M-48-IV. Фонды ИГУ, 1961.

Бардаханов Н. Б., Эпов А. А., Тайсаев Т. Т., Киреев А. С., Киреева Т. В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части хр. Хамар-Дабана и хр. Моностоя (Отчет по результатам геологической съемки масштаба 1:200 000 за 1958—1959 гг.). Фонды БГУ, 1960.

Блюменцвайг В. И., Шупак Л. М. Отчет о результатах работ Саянской аэромагнитной партии № 23/60 за 1960 г. Фонды БГУ, 1961.

Викулов Г. Е., Чешенко Ю. А., Потороченко А. Н., Гальченко В. И., Исаев Д. М. Отчет о результатах поисковых работ Южно-Байкальской партии в Кабанском и Бичурском районах Бурятской АССР за 1960 г. Фонды БГУ, 1961.

Викулов Г. Е. Отчет о результатах поисковых работ Южно-Байкальской партии за девять месяцев 1961 г. Фонды БГУ, 1961.

Глазунова Н. Н. Отчет II Байкальской геологосъемочной партии по работам 1951 г. (Геологическое строение юго-восточного побережья оз. Байкала и левобережья р. Селенги). Фонды БГУ, 1952.

Ерохин В. П. Отчет о рекогносцировочно-поисковых работах на тугоплавкие глины в районе г. Бабушкина БМ АССР за 1941 г. Фонды БГУ, 1942.

Исакова В. С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-48-XXXIII. Фонды ИГУ, 1959.

Калинина К. П., Дербина А. Е. Геология северного склона хр. Хамар-Дабана между реками Снежной и Переемной. Фонды БГУ, 1945.

Киселев А. А. Геологическая оценка перспектив на стекольные пески в Западном Забайкалье (Отчет Улан-Удэнской ревизионно-поисковой партии по работам 1951 г.). Фонды БГУ, 1952.

Кодачигов В. Н., Панов И. И., Холод Ю. М., Зеленый Э. Н., Карих Л. И. Отчет Танхойской партии по геологической съемке масштаба 1:200 000 за 1959—1960 гг. Фонды БГУ, 1961.

Коржинский Д. С. Кристаллические толщи юго-западного Прибайкалья (Лиственничный и Слюдянский районы). Фонды ИГУ, 1936.

Мезенцева З. П. Отчет по теме: «Систематизация материалов по золотосности Иркутской области». Фонды ИГУ, 1959.

Мисников К. П. Отчет по поисково-рекогносцировочному обследованию месторождений строительных материалов на участке ст. Иркутск—ст. Мысовая ВСЖД. Фонды ИГУ, 1935.

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ,
ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Налетов П. И. К геологии архея Юго-Западного Забайкалья. Фонды БГУ, 1958.

Налетов П. И. К стратиграфии протерозойских отложений центральной части Бурятии. Фонды БГУ, 1958.

Налетов П. И. К стратиграфии палеозойских отложений центральной части Бурятии. Фонды БГУ, 1958.

Налетов П. И. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений центральной части Бурятии. Фонды БГУ, 1959.

Налетов П. И., Наумова Е. И. Полезные ископаемые центральной части Бурятской АССР. Фонды БГУ, 1961.

Орлова А. А. Отчет партии 169 о геологопоисковых работах 1953 г. Фонды ИГУ, 1954.

Орсов А. А. Отчет о поисках стекольных песков в долине р. Селенги и вдоль линии ж. д. Мысовая—Улан-Удэ в 1934 г. Фонды БГУ, 1935.

Павлов О. В., Шергин И. В. Отчет по поискам и разведке цементных известняков в Западном Прибайкалье. Фонды ИГУ, 1956.

Покатилов Г. А., Дымский Г. А. Отчет о разведочных работах на Ангинском участке Усть-Ангинского месторождения известняков и о поисках известняков в районе с. Голоустное. Фонды ИГУ, 1950.

Покатилов Г. А., Павлов О. В. Отчет о поисковых работах на цемсырье в юго-западном Прибайкалье в 1955 г. Фонды ИГУ, 1956.

Рябухин Г. Е. Геологическое строение Прибайкалья и проблема его нефтеносности (Отчет о геологических работах с 1931 по 1935 г.). Фонды БГУ, 1935.

Сагалуев Д. Д., Ламатханов П. Б., Янов Ю. М., Соколов О. В., Кузнецов А. Н. Геологическое строение бассейна реки Темник и Боргойской впадины (Отчет Темникской партии по геологической съемке масштаба 1:200 000 за 1960 г.). Фонды БГУ, 1961.

Сыромятников Ю. А. Отчет о рекогносцировочном опробовании цементных глин Юго-Западного Прибайкалья. Фонды БГУ, 1938.

Тихонов В. Л. Отчет о поисково-съёмочных работах Зон-Муринской геологической партии за 1952 г. Фонды БГУ, 1953.

Толстихин Ф. Ф. Отчет о работах Посольской поисково-разведочной партии на карбонатное сырье за 1954 г. Фонды БГУ, 1954.

Точилин Б. В. Отчет о детальных геологоразведочных работах, проведенных на Чукчанском месторождении глин БМ АССР в 1952 г. Фонды БГУ, 1953.

Фомин Н. И. Геологическое строение центральной части хр. Хамар-Дабан. Фонды БГУ, 1939.

Фомин Н. И. Геологический очерк бассейна рр. Мишихи, Мысовой, Мантурихи и нижнего течения р. Темник. Фонды БГУ, 1940.

Цахновский М. А. Краткая геолого-промышленная характеристика и подсчет запасов по шахтному полю № 1 Переемнинского месторождения Прибайкальского угленосного бассейна. Фонды БГУ, 1940.

Черненко В. А., Ладейщиков О. В., Потороченко А. Н., Гальченко В. И. Отчет о результатах поисковых работ Южно-Байкальской партии в Кабанском и Бичурском районах Бурятской АССР за 1959 г. Фонды БГУ, 1960.

Шваб Ф. Ф. Докладная записка о перспективах развития золото-промышленности в Южно-Байкальском, Северо-Байкальском и Бирюсинском районах. Фонды ИГУ, 1924.

Эйдельман Я. М. Отчет о поисково-разведочных работах на кирпичные глины в районе г. Бабушкина Кабанского района Бурятской АССР в 1959 г. Фонды БГУ, 1960.

Яковлев И. П. Отчет по рекогносцировочно-поисковым работам на кварцевые формовочные пески в Бурят-Монгольской АССР в 1950 г. Фонды БГУ, 1951.

| № п/п | Фамилия и инициалы автора | Название работы | Год составления или издания | Местонахождение материала, его фондový № или место издания |
|-------|---|--|-----------------------------|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1 | Акимов А. А. | Сводный инженерно-геологический отчет по участку Выдрино—Мысовая (II дистанция пути от 233 до 355 км ВСЖД) | 1939 | Фонды Бурятского ГУ, № 0863 |
| 2 | Викулов Г. Е., Чешенко Ю. А., Потороченко А. Н., Гальченко В. И., Исаев Д. М. | Отчет о результатах поисковых работ Южно-Байкальской партии в Кабанском и Бичурском районах Бурятской АССР за 1960 г. | 1961 | Фонды Бурятского ГУ |
| 3 | Горавский А. И. | Изверженные породы как строительные и дорожные материалы | 1939 | Минеральные ресурсы Восточной Сибири, т. II, г. Иркутск |
| 4 | Ерохин В. П. | Отчет о рекогносцировочно-поисковых работах на тугоплавкие глины в районе г. Бабушкина БМ АССР за 1941 г. | 1942 | Фонды Бурятского ГУ, № 436 |
| 5 | Касаткин П. И., Смирнов С. С. | О Мысовских железорудных месторождениях в БМ АССР | 1931 | Изв. ГГРУ, вып. 29 |
| 6 | Киселев А. А. | Геологическая оценка перспектив на стекольные пески в Западном Забайкалье (Отчет Улан-Удэнской ревизионно-поисковой партии по работам 1951 г.) | 1952 | Фонды Бурятского ГУ, № 445 |
| 7 | Кодачигов В. Н., Панов И. И., Холод Ю. М., Зеленый Э. Н., Карих Л. И. | Отчет Танхойской партии по геологической съемке масштаба 1:200 000 за 1959—1960 гг. | 1960 | Фонды Бурятского ГУ, № 02004 |

| № п/п | Фамилия и инициалы автора | Название работы | Год составления или издания | Местонахождение материала, его фондový № или место издания |
|-------|--------------------------------|--|-----------------------------|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 8 | Коржинский Д. С. | Кристаллические толщи юго-западного Прибайкалья (Лиственничный и Слюдянский районы) | 1936 | Фонды Иркутского ГУ, № 180 |
| 9 | Маслов В. П. | Кровельные сланцы пади Бол. Кадильной на оз. Байкал | 1932 | Изв. ВГРО, вып. 96 |
| 10 | Мезенцева З. П. | Отчет по теме: «Систематизация материалов по золотоносности Иркутской области» | 1959 | Фонды Иркутского ГУ |
| 11 | Мисников К. П. | Отчет по поисково-рекогносцировочному обследованию месторождений стройматериалов на участке ст. Иркутск—ст. Мысовая ВСЖД | 1935 | Фонды Иркутского ГУ |
| 12 | Орлова А. А. | Отчет партии 169 о геологопоисковых работах 1953 г. | 1954 | Фонды Иркутского ГУ, № 1736 |
| 13 | Орсоев А. А. | Отчет о поисках стекольных песков в долине р. Селенги и вдоль линии ж. д. (ст. Мысовая—ст. Улан-Удэ) в 1934 г. | 1935 | Фонды Бурятского ГУ, № 108 |
| 14 | Павлов О. В., Шергин И. В. | Отчет по поискам и разведке цементных известняков в Западном Прибайкалье в 1956 г. | 1957 | Фонды Иркутского ГУ, № 3542 |
| 15 | Покатилов Г. А., Дымский Г. А. | Отчет о разведочных работах на Ангинском участке Усть-Ангинского месторождения известняков в районе с. Голоустное | 1950 | Фонды Иркутского ГУ |

| № п/п | Фамилия и инициалы автора | Название работы | Год составления или издания | Местонахождение материала, его фондový № или место издания |
|-------|--|---|-----------------------------|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 16 | Рябухин Г. Е. | Геологическое строение Прибайкалья и проблема его нефтеносности (Отчет о геологических работах с 1931 по 1935 гг.) | 1935 | Фонды Бурятского ГУ, № 247 |
| 17 | Сыромятников Ю. А. | Отчет о рекогносцировочном опробовании цементных глин Юго-Западного Прибайкалья | 1938 | Фонды Бурятского ГУ, № 689 |
| 18 | Толстихин Ф. Ф. | Отчет о работах Польской поисково-разведочной партии на карбонатное сырье за 1954 г. | 1954 | Фонды Бурятского ГУ, № 560 |
| 19 | Точилин Б. В. | Отчет о детальных геологоразведочных работах, проведенных на Чукчанском месторождении глин БМ АССР в 1952 г. | 1953 | Фонды Бурятского ГУ, № 0488 |
| 20 | Фомин Н. И. | Геологический очерк бассейна рр. Мишихи, Мысовой, Мантурихи и нижнего течения р. Темник | 1940 | Фонды Бурятского ГУ, № 877 |
| 21 | Цахновский М. А. | Отчет Танхойской партии за 1938—1940 гг. | 1940 | Фонды Бурятского ГУ, № 885 |
| 22 | Черченко В. А., Лодейщиков О. В. и др. | Отчет о результатах поисковых работ Южно-Байкальской партии в Кабанском и Бичурском районах Бурятской АССР за 1959 г. | 1960 | Фонды Бурятского ГУ, № 1908 |
| 23 | Шваб Ф. Ф. | Докладная записка о перспективах развития золотопромышленности в Южно-Байкальском, Северо-Байкальском и Вирусинском районах | 1924 | Фонды Иркутского ГУ, № 522 |

Продолж. прилож. 1

| № п/п | Фамилия и инициалы автора | Название работы | Год составления или издания | Местонахождение материала, его фондový № или место издания |
|-------|---------------------------|---|-----------------------------|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 24 | Эйдельман Я.М. | Отчет о поисково-разведочных работах на кирпичные глины в районе г. Бабушкина Кабанского района Бурятской АССР | 1959 | Фонды Бурятского ГУ, № 1919 |
| 25 | Яковлев И. П. | Отчет по рекогносцировочным поисковым работам на кварцевые формовочные пески в Бурят-Монгольской АССР в 1950 г. | 1951 | Фонды Бурятского ГУ, № 719 |
| 26 | Яржемский Я.Я. | Карбонатные породы Восточной Сибири. Мергели | 1939 | Минеральные ресурсы Восточной Сибири, т. II, 1939 г., г. Иркутск |

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-48-IV
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

| № по карте | Индекс клетки на карте | Наименование месторождения и вид полезного ископаемого | Состояние эксплуатации | Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное) | № использованного материала по списку (Приложение 1) | Примечание |
|------------|------------------------|--|------------------------|---|--|------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |

Горючие ископаемые
Б у р ы й у г о л ь

| | | | | | | |
|----|---------|-----------------------------|--------------------|---|--------|--|
| 49 | III-2 | Малпиновское (Танхойское) | Не эксплуатируется | К | 16 | |
| 52 | III-2 | Ослновское (Танхойское) | То же | К | 16, 21 | |
| 46 | III-1,2 | Переемнинское (Танхойское) | " " | К | 21 | |
| 50 | III-2 | Половинкинское (Танхойское) | " " | К | 16 | |
| 40 | III-1 | Танхойское (Прибайкальское) | " " | К | 21 | |
| 54 | III-2 | Ушаковское (Танхойское) | " " | К | 21, 16 | |

| № по карте | Индекс клетки на карте | Наименование месторождения и вид полезного ископаемого | Состояние эксплуатации | Тип месторождения (К—коренное, Р—россышное) | № использования материала по списку (Приложение 1) | Примечание |
|------------|------------------------|--|------------------------|---|--|------------|
| | | | | | | |

Металлические ископаемые

Золото

| | | | | | | |
|----|-----|--|-----------------|---|--------|--|
| 10 | I-1 | Падь Большая (Спорный и Ново-Александровский прииск) | Отработано | Р | 10, 23 | До 1918 г. добыто 62 кг золота |
| 5 | I-1 | Падь Жилце (Аароновский прииск) | То же | Р | 10, 23 | До 1918 г. добыто около 1 кг золота |
| 14 | I-1 | Падь Нижняя (Всеволодовский прииск) | " " | Р | 10, 23 | Добыто до 1918 г. 37 кг золота |
| 6 | I-1 | Падь Черная | " " | Р | 10, 23 | Сведений о добыче нет |
| 13 | I-1 | Прибрежная полоса оз. Байкала между падьми Малая Сенная и Малая Варначка (Елизаветинский прииск) | " " | Р | 10, 23 | Добыто до 1918 г. 6—7 кг золота |
| 15 | I-1 | Прибрежная полоса оз. Байкала около мыса Соболева (Владимирский прииск) | " " | Р | 10, 21 | Добыто до 1918 г. 3—4 кг золота |
| 3 | I-1 | рч. Большие Коты (Яковлевский прииск) | Эксплуатируются | Р | 10, 23 | Геологические запасы 99,3 кг, балансовые — 57,1 кг |

| | | | | | | |
|----|------|---------------------------------------|------------|---|--------|--------------------------------------|
| 9 | I-1 | рч. Малые Коты (Меркурьевский прииск) | Отработано | Р | 10, 23 | Добыто до 1918 г. около 70 кг золота |
| 2 | I-1 | рч. Хархактай (Матвеевский прииск) | То же | Р | 10, 23 | Добыто до 1918 г. около 2 кг золота |
| 1 | I-1 | рч. Черемшанка (Васильевский прииск) | " " | Р | 10, 23 | Добыто около 1 кг золота |
| 31 | II-4 | Чукчанское (Николаевский прииск) | " " | Р | 7, 20 | |

Строительные и другие материалы

Гранит

| | | | | | | |
|----|-----------|-------------|--------------------|---|---|--|
| 25 | II-4 | Клевское | Не эксплуатируется | К | 3 | |
| 21 | II, III-3 | Мишихинское | То же | К | 3 | |

Известняки

| | | | | | | |
|----|-------|-------------------|------------------|---|----|--|
| 20 | I-1,2 | Малокадильнинское | Законсервировано | К | 14 | |
| 29 | II-4 | Мысовское | Доломит | К | 18 | |

Глины кирпичные

| | | | | | | |
|----|-------|-------------|-------|---|--------|--|
| 33 | III-1 | Дулихинское | То же | К | 11 | |
| 35 | III-1 | 271-ки | " " | К | 11, 17 | |

| № по карте | Индекс клетки на карте | Наименование месторождения и вид полезного ископаемого | | Состояние эксплуатации | Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное) | № использованного материала по списку (Приложение I) | Примечание |
|-------------------|------------------------|--|--------------------|------------------------|---|--|------------|
| | | 3 | 4 | | | | |
| 27 | II-4 | Мысовское I | Эксплуатируется | К | 24 | | |
| 43 | III-1 | Тапхойское | Не эксплуатируется | К | 17 | | |
| 30 | II-4 | Чукчанское | То же | К | 4 | | |
| Галька и гравий | | | | | | | |
| 42 | III-1 | Малоосновское | " " | К | 11 | | |
| 34 | III-1 | 268—270 км | " " | К | 11 | | |
| 36 | III-1 | 271 км | " " | К | 1 | | |
| 38 | III-1 | 272 км | " " | К | 11 | | |
| 55 | III-3 | Мишихинское | Законсервировано | К | 1, 11 | | |
| Песок стронтевый | | | | | | | |
| 22 | II-3 | Ивановское | Не эксплуатируется | К | 13 | | |
| 28 | II-4 | Мысовское I | То же | К | 11 | | |
| Песок формовочный | | | | | | | |
| 23 | II-3,4 | Клюевское | Не эксплуатируется | К | 25 | | |
| 26 | II-4 | Осиновское | То же | К | 6 | | |

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-48-IV
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

| № на карте | Индекс клетки на карте | Наименование месторождения и вид полезного ископаемого | Состояние эксплуатации | Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное) | № использованного материала по списку (приложение 1) |
|------------|------------------------|--|------------------------|---|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |

Металлические ископаемые

Магнетитовые руды

| | | | | | |
|----|-------|---------------------------------|--------------------|---|----------|
| 58 | III-4 | Мысовское I (Мысовская стрелка) | Не эксплуатируется | К | 5, 7, 20 |
| 60 | III-4 | Мысовское II (Хантагайское) | То же | К | 5, 7, 20 |
| 57 | III-4 | 13-км | „ „ | К | 5, 7, 20 |

Строительные и другие материалы

Известняки

| | | | | | |
|----|-----|---------------------|--------------------|---|----|
| 17 | I-1 | Большекадильнинское | Не эксплуатируется | К | 15 |
| 18 | I-2 | Падь Безымянная | То же | К | 15 |
| 19 | I-2 | Падь Ушканья | „ „ | К | 15 |

Мергель

| | | | | | |
|----|-------|----------------|--------------------|---|----|
| 47 | III-2 | Переемнинское | Не эксплуатируется | К | 26 |
| 51 | III-2 | Половинкинское | То же | К | 26 |

Глины кирпичные

| | | | | | |
|----|-------|------------------|--------------------|---|--------|
| 24 | II-3 | Клюевское | Не эксплуатируется | К | 24 |
| 44 | III-1 | Нижне-Осиновское | То же | К | 11, 17 |
| 39 | III-1 | Осиновское | „ „ | К | 16, 17 |
| 48 | III-2 | Переемнинское | „ „ | К | 17 |

Продолж. прилож. 3

| № на карте | Индекс клетки на карте | Наименование месторождения и вид полезного ископаемого | Состояние эксплуатации | Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное) | № использованного материала по списку (приложение 1) |
|-------------------|------------------------|--|------------------------|---|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 53 | III-2 | Ушаковское (разъезд 16 км) | Не эксплуатируется | К | 17 |
| 37 | III-1 | Шестипалихинское | То же | К | 17 |
| Сланцы кровельные | | | | | |
| 16 | I-1 | Кадильнинское | Не эксплуатируется | К | 9 |

**СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-48-IV КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБ 1:200 000**

| № по карте | Индекс клетки на карте | Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого | Характеристика проявления | № использованного материала по списку (прилож. I) |
|------------|------------------------|---|--|---|
| 41 | III-1 | Танхойское. | <i>Горючие ископаемые</i> Нефть Пласт песков слабо насыщен нефтью | 16 |
| 59 | III-4 | Бушлайское | <i>Металлические ископаемые</i> Магнетитовые руды Скарнированные породы с вкрапленностью магнетита | 7, 20 |
| 56 | III-4 | Ивановское | То же | 7, 20 |
| 67 | IV-4 | Холяторское | Дюриты с участками, обогащенными магнетитом | 2 |
| 68 | IV-4 | Гуджирское | Никель Роговообманково-слюдяные перидотиты | |

А л ю м и н и й

| | | | | |
|----|-------|---|--|-----------|
| 63 | IV-1 | Ановское | Силлиманитово-биотитовые сланцы образуют линзы и прослой мощностью до 3 м в гнейсах хангар-ульской толщи | 22 |
| 65 | IV-2 | Кошулинское | Силлиманитово-биотитовые сланцы битуджинской толщи на контакте с гранитоидами туранского интрузивного комплекса образуют линзы мощностью до 50 м | 7 |
| 64 | IV-1 | Лево-Ановское (Верхне-Ановское) | Силлиманитово-биотитовые сланцы в гнейсах хангар-ульской толщи образуют прослой мощностью до 50 м | 2, 7 |
| 61 | III-4 | Мысовское (Право-Мысовское) | Силлиманитово-биотитовые сланцы в гнейсах хангар-ульской толщи образуют линзы мощностью до 80 м | 2, 7 |
| 66 | IV-2 | Право-Мишихинское | Силлиманитово-биотитовые сланцы битуджинской толщи на контакте с гранитоидами туранского интрузивного комплекса образуют линзы мощностью до 50 м | 7 |
| 45 | III-1 | Рудовского | Силлиманитово-биотитовые сланцы в гнейсах хангар-ульской толщи образуют линзы мощностью до 120 м | 2, 22 |
| 4 | I-1 | Левый борт долины левого притока рч. Черной | Золото В цементе конгломератов байкальской фации юры минералогическим анализом установлено содержание золота | 8, 10, 12 |
| 7 | I-1 | Левый приток рч. Большие Коты | То же | 8, 10, 12 |

| № по карте | Индекс клетки на карте | Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого | Характеристика проявления | № использованного материала по списку (приложение 1) |
|----------------------------|------------------------|---|---|--|
| 8 | I-1 | Правый борт долины рч. Большие Коты | В цементе конгломератов байкальской фации юры минералогическим анализом установлено тертое золото | 8, 10, 12 |
| 11 | I-1 | рч. Малые Коты | То же | 8, 10, 12 |
| 12 | I-1 | рч. Безымянная, северо-западное побережье оз. Байкал | " " | 8, 10, 12 |
| Молибден | | | | |
| 32 | II-4 | Правый склон долины рч. Мысовой, в 5 км от ее устья | Дайка гранитов с чешуйками молибденита | 7 |
| Тантал и ниобий | | | | |
| 62 | III-4 | Верховья рч. Мысовой | Ореол рассеяния по данным шлихового опробования | 7 |
| Неметаллические ископаемые | | | | |
| Флюорит | | | | |
| 70 | IV-4 | Левый склон долины рч. Хасуртая | Кварцево-флюоритовые прожилки мощностью до 0,5 см | 7 |
| 69 | IV-4 | Правый склон долины падь Бурятской, правого притока рч. Хасуртая | Кварц-флюоритовые прожилки мощностью до 0,5 см | 7 |