

СБ 20467 / 1-49-VIII
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ЧИТИНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Западно-Забайкальская

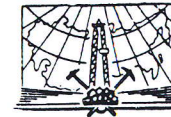
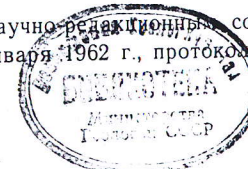
Лист М-49-VIII

Объяснительная записка

Составитель В. И. Сизых
Редактор Н. А. Флоренсов

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
9 января 1962 г., протокол № 1

9485



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1966

ВОЗВРАТИТЕ КНИГУ НЕ ПОЗЖЕ
обозначенного здесь срока

Тип. им. Котлякова. 4 — 7 500 000. 1984 г. ЛГ-087-01 539.
Цена 0 р. 53 к. за 1000 шт.

Карта
№ СЛ3253

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-49-VIII ограничена географическими координатами: $50^{\circ} 40' - 51^{\circ} 20'$ с. ш. и $109^{\circ} 00' - 110^{\circ} 00'$ в. д. Она составляет часть междуречья Чикой-Хилок в их среднем течении и почти целиком входит в Петровск-Забайкальский район Читинской области.

Основными орографическими единицами территории листа являются хребты Малханский и Безымянный и небольшие межгорные понижения Тарбагатайской и Бадинской впадин. Абсолютные высоты для системы Безымянного хребта изменяются в пределах 1200—1680 м (гора Тарабаган—1224 м, гора Штыкино—1334 м, гора Губенина—1409 м), для системы Малханского хребта — в пределах 1300—1600 м (голец Сыбыкен—1568 м). Относительные превышения водоразделов над днищами долин для обоих хребтов составляют от 300 до 600 м.

Наиболее крупными водными артериями является р. Хилок, ее левый приток р. Унго и многочисленные притоки этих рек: Дюлюн, Бухина, Катархан, Катангар, Толбага и др. Почти все они имеют горный характер.

Климат Чикой-Хилокского междуречья, как и всего Забайкалья, резко континентальный: жаркое лето и суровая зима, преобладание ясной погоды, значительные суточные колебания температур, небольшое количество осадков. Распределение осадков по сезонам года крайне неравномерное. Максимальное количество выпадает в июле и августе в виде ливней и затяжных дождей, минимальное — в виде снега в январе — феврале.

Население распределено крайне неравномерно: все населенные пункты сконцентрированы по р. Хилок, вдоль транссибирской железнодорожной магистрали, а горнотаежная область почти безлюдна. Наиболее крупные населенные пункты: Ново-Павловка, Тарбагатай, Кули и ряд других станционных поселков. Основными путями сообщения, соединяющими населенные пункты, служат грунтовые дороги. В северной части листа проходит Забайкальская железнодорожная магистраль.

Первые сведения о геологическом строении территории листа были получены в 1867 г. (маршрут А. Озерского по р. Хилок).

В 1895 г. в связи с постройкой Восточно-Сибирской железной дороги долину р. Хилок исследовал В. А. Обручев. С 1906 по 1921 г. частично разведывались и эксплуатировались Тарбагатайское и Халяртинское буроугольные месторождения.

В 1931 г. проводили геологосъемочные работы А. А. Малявкин в верховьях долины р. Тугнуй и Б. А. Максимов в системе рек Баляга и Хилок. Свои геологические построения авторы трактовали в соответствии с идеями М. М. Тетяева, придавая большое значение альпийской складчатости и шарьяжам.

В 1933 г. Б. А. Иванов провел геологическую съемку масштаба 1 : 100 000 в северной части территории листа, в результате чего пришел к выводу, что основные тектоно-магматические проявления на этой площади были связаны с герцинской или киммерийской фазой складчатости. В те же годы (с 1933 по 1935) район среднего течения р. Хилок и верховья р. Тугнуй были исследованы В. Н. Верещагиным. В итоге этих работ была составлена геологическая карта масштаба 1 : 100 000 и дана подробная характеристика угольных месторождений. Автором детально описываются нормально-осадочные угленосные отложения. Он доказывает, что северный контакт угленосных отложений — стратиграфический, а южный — тектонический.

С 1932 по 1939 г. на Толбагинском слюдяном, Кулевском и Тарбагатайском месторождениях проводились поисковые и разведочные работы под руководством А. С. Стругова (1935—1938 гг.), Н. С. Серебрякова (1934 г.), М. Ф. Жданова (1938 г.), П. Ф. Кварцхава (1939 г.), Н. И. Зуева (1933 г.).

С 1938 по 1942 г. большая часть территории бассейна среднего течения р. Чикой была закартирована в масштабе 1 : 200 000 П. И. Налетовым и Е. П. Бессолицыным, что позволило составить в 1947 г. геологические карты листов М-49-IX и М-49-XV и опубликовать «Геологический очерк района среднего течения р. Чикой». Авторы указывали на широкое распространение в этом районе гранитоидов так называемой Большой интрузии нижнекиммерийского возраста. В 1939 г. И. В. Луцицким и М. С. Нагибиной была проведена геологическая съемка миллионного масштаба на междуречьях Хилок — Чикой и Хилок — Ингода. При этом немая метаморфическая толща была подразделена на две части. С 1940 по 1956 г. на Тарбагатайском и Кулевском угольном месторождении продолжались детальные разведочные работы, сведения о которых изложены в отчетах Г. И. Панфилова (1940—1945), А. Г. Дунаева и В. С. Ищенко (1949), Н. И. Дюнк (1943—1945), С. Н. Полякова (1951), Г. И. Говорухина (1950—1955), К. Е. Мизерного (1956). В 1954 г. Ю. П. Деньгин составил геологическую карту листа М-49 в масштабе 1 : 500 000 и на описываемой территории выделил малханский кристаллический комплекс, каледонские гранитоиды и диориты, варисские граниты и гузинозерскую свиту. В том же году А. Д. Щеглов обобщил материалы

по металлогении Зачикойской горной страны и Заганского хребта. Автор отметил наличие двух самостоятельных структурных зон: северной — каледонской и южной — варисской. Граница между этими зонами проводится по р. Чикой. Считается, что для каледонского пояса в основном характерна железорудная минерализация, для варисского — редкометальная.

В 1956 г. В. Н. Антипин проводил поисковые работы на мусковит в районе Толбагинского месторождения. В 1958 г. изучением стратиграфии угленосных отложений Тарбагатайской впадины занимался В. В. Богданов. В 1960 г. Л. А. Козубова в итоге своих маршрутных наблюдений в Малханском хребте пришла к выводу, что на этой площади преобладают интрузивные образования каледонского цикла. В этом же году Н. А. Флоренсов в сводной работе по Прибайкалью дает описание структуры и стратиграфии Тарбагатайской впадины. В 1961 г. Г. Г. Мартинсон на основании изучения фауны из отложений Тарбагатайской впадины приводит обоснования для датировки выделенных им стратиграфических единиц.

Из всех вышеуказанных работ наибольшее значение для изучения геологии района имели работы В. Н. Верещагина, П. И. Палетова, Н. А. Флоренсова, Г. Г. Мартинсона, А. С. Стругова и Г. П. Говорухина.

Геологическая карта листа М-49-VIII и объяснительная записка к ней составлены по данным геологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной с 1958 по 1960 г. геологами В. И. Сизых, А. Н. Егоровым, А. Ф. Скалкиным, а также геофизических работ, выполненных М. П. Поповым, с учетом материалов предыдущих исследователей.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа М-49-VIII распространены метаморфические, нормально-осадочные и магматогенные образования.

К наиболее древним отложениям разреза относятся глубоко-метаморфизованные породы верхнепротерозойского возраста. Они выступают главным образом в пределах Безымянного хребта, частично в хребтах Малханском и Цаган-Хунтейском и подразделяются на три толщи общей мощностью не менее 4000 м. Нижнекаменноугольные метаморфические отложения выделены под названием ортинкской свиты. Выходят они только по рч. Шимбелик, представлены конгломератами, кварц-биотитовыми сланцами. Мощность свиты не менее 1600 м. Нормально-осадочные верхнемезозойские отложения выполняют межгорные впадины и подразделены на три свиты общей мощностью около 1000 м. Вулканогенные образования предположительно неогенового — палеогенового возраста представлены чередованием базальтов, долеритов, анамезитов. Они сосредоточены в Унгинской и частично Бадинской впадинах. Мощность их до

300—350 м. Венчается стратиграфический разрез верхнечетвертичными рыхлыми суглинисто-песчаными и современными аллювиальными отложениями.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Верхний комплекс

Верхнепротерозойские образования прослежены в виде непрерывной полосы северо-восточного простирания вдоль хребта Безымянного. Площади меньших размеров сложены ими в северо-западных отрогах Малханского и юго-восточных отрогах Цаган-Хунтейского хребтов.

По нашим данным с учетом материалов предыдущих исследователей и данным по смежной территории, верхнепротерозойские образования разделяются на три согласно залегающих толщи (снизу вверх): 1) березовская толща — биотитовые, биотит-амфиболовые и кристаллические сланцы, гнейсы, амфибол-плагиоклазовые гнейсы, амфиболиты, мощность толщи более 2000 м; 2) коротковская толща — серые мелкозернистые гнейсы с подчиненными прослоями метаморфизованных кислых эффузивов, мощность толщи 500—600 м; 3) шильниковская (кодеинская) толща — биотитовые, биотит-амфиболовые сланцы, иногда тонкополосчатые, метаморфизованные песчаники с прослоями микрогнейсов, кристаллических известняков и метаморфизованных эффузивов основного состава, мощность толщи более 1500 м.

Березовская толща (Pt_2br). Сланцы и гнейсы березовской толщи широко развиты в пределах хребта Безымянного, где они выходят в ядре крупной антиклинали. Эти породы испытали неравномерную, но значительную гранитизацию. По рч. Тырбыхен, Могойта, Итырга, Бурул-Толбага, по мере продвижения от периферии антиклинали к ее центру, хорошо видны сложные переходы от гнейсов через мигматиты и тневые мигматиты к анатектическим гранитам.

Полный разрез нижней толщи из-за ее сложной гранитизации составить не удалось, но его отдельные части характерны для толщи в целом.

1. Разрез, составленный по правому борту рч. Ср. Бутунгар, начинается в 7,6 км от ее устья и следует на север (положение кровли и почвы неизвестно).

1. Гнейсо-граниты	100 м
2. Мелкозернистые биотитовые кристаллические сланцы	400 „
3. Мелкозернистый биотитовый гнейс желтоватого цвета	100 „
4. Мелкозернистый биотит-амфиболовый гнейс	50 „
5. Гнейсо-гранит	150 „
6. Биотит-амфиболовый кристаллический сланец	100 „
7. Гнейсо-гранит	10 „
8. Биотит-амфиболовый кристаллический сланец с прослоями амфиболитов (10—50 см)	100 „
9. Биотитовый кристаллический сланец	300 „
Общая мощность 1300 м.	

II. Разрез, составленный по правому борту рч. Катангар, начинается 800 м выше устья рч. Бартакеева и тянется вверх по речке. Здесь обнажены (снизу вверх):

1. Гнейсо-граниты	100 м
2. Биотит-полевошпатовые гнейсы	100 „
3. Светлые полевошпатовые гнейсы, чередующиеся с биотитовыми кристаллическими сланцами	200 „
4. Чередующиеся биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы	100 „
5. Средне-мелкозернистые массивные роговообманковые гнейсы	200 „
6. Чередующиеся мелкозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы	100 „
Общая мощность по этому разрезу 700 м.	

Кристаллические сланцы и гнейсы березовской толщи имеют гранобластовую и лепидогранобластовую структуру. Размер зерен колеблется от 0,5 до 2,0 мм. В гнейсах плагиоклаза содержится от 25 до 55%, в кристаллических сланцах его меньше. Плагиоклаз № 22—30. Калишпат (от 5 до 30%) имеет неправильные очертания. Кварц (от 5 до 35%) присутствует в разрозненных ксеноморфных зернах. Биотит (20—50%) часто собран в отдельные полоски. В амфиболовых разновидностях содержится роговая обманка (до 70%) в виде мелких коротких табличек и шестоватых кристаллов. Рудный минерал — магнетит (до 5—7%) часто ассоциирует с роговой обманкой.

Коротковская толща (Pt_2kr). Эта толща распространена на северо-западных отрогах Безымянного хребта и в верховьях речек Нижний Бутунгар, Унго, Мултун. В первом случае породами этой толщи сложено северное крыло крупной антиклинальной структуры, во втором — небольшая синклиналь. Коротковская толща залегает согласно на березовской. Составлена она в основном мелкозернистыми гнейсами с подчиненными прослоями метаморфизованных кислых эффузивов. Из-за сильной гранитизации пород описываемой толщи ее полный разрез остался не выясненным, за исключением отдельных его частей, описание которых помещается ниже. На водоразделе 1-го и 2-го левых притоков р. Бурул-Толбага наблюдается следующий разрез коротковской толщи (снизу вверх):

1. Порфиробластические мигматиты с редкими прослоями кварц-полевошпатовых гнейсов	60 м
2. Темные сливные породы с фенокристами полевого шпата (метаморфизованный эффузив кислого состава)	20 „
3. Переслаивание порфиробластических мигматитов с кварц-полевошпатовыми гнейсами	30 „
4. Светло-серые кварц-полевошпатовые гнейсы	30 „
5. Серые кварц-полевошпат-биотитовые мелкокристаллические гнейсы	20 „
6. Чередование прослоев светлых кварц-полевошпатовых гнейсов и порфиробластических мигматитов	40 „
7. Лейкократовые кварц-полевошпатовые гнейсы	30 „
8. Кварц-полевошпат-биотитовые гнейсы с цепочками порфиробласт полевого шпата и маломощных прослоев (10—20 см) порфиробластических мигматитов	20 „

9. Светлые мелкокристаллические кварц-полевошпатовые гнейсы, переслаивающиеся с порфиробластическими мигматитами 40 „
Общая видимая мощность толщи в разрезе 290 м.

Кварц-полевошпатовые гнейсы имеют гранобластовую и каткластическую структуру. Плагиоклаз № 17—25 (30—50%) и микроклин (20—50%) обычно присутствуют в изометричных зернах. Кварц (30—15%) встречается как в отдельных зернах с сильно извилистыми очертаниями, так и в агрегатах. Биотит (2—20%) — в короткостобчатых чешуйках с рваными краями.

Структура метаморфизованных эффузивов бластокластическая, местами гранобластовая. Текстура гнейсовидная, а под микроскопом видно, что участки с гранобластовой структурой цементируют более крупные индивиды полевого шпата и кварца.

Описываемые породы имеют следующий состав: реликтовые зерна (порфирокласты) размером 1,5—1,0 мм 15—20%; плагиоклаз (№ 25—30) 15%; кварц 5%.

Цементирующая масса составляет до 80% всей породы и состоит из мелких зерен (до 0,3 мм) кварца — 35%, плагиоклаза (альбит-олигоклаз № 10) — 30% и биотита — 15%. Вторичные минералы — эпидот; акцессорные — циркон и апатит.

Шильниковская (кодеинская) толща (Pt₂šl). Эта толща имеет пестрый и изменчивый по простиранию состав. В связи с плохой обнаженностью не было возможности составить полные послейные разрезы этой толщи. На водоразделе речек Зарголик — Кодия по элювию составлен следующий схематический разрез

1. Кварц-биотит-мусковитовый гнейс серого цвета	300 м
2. Серые кварц-биотит-мусковитовые гнейсы и темные кварц-биотитовые гнейсы (с гранатом)	300 „
3. Серые тонко-, мелкозернистые биотитовые гнейсы с массивной текстурой	600 „
4. Желтовато-серые тонкозернистые гнейсы со слабо выраженной гнейсовидной текстурой, с мелкой вкрапленностью магнетита	500 „
4. Желтовато-серые тонкозернистые гнейсы со слабо выраженной гнейсовидной текстурой, с мелкой вкрапленностью магнетита	500 „

Положение кровли и почвы разреза не ясно.

В верхнем течении рч. Миронкиной (по водоразделу рч. Миронкиной и кл. Негодяев) наблюдались уже преимущественно амфиболовые сланцы. В отдельных обнажениях видно чередование темно-серых тонкополосчатых биотит-амфиболовых сланцев с кварцитовидными песчаниками и серыми мелкокристаллическими гнейсами. Прослои имеют мощность от 0,2 — до 1 м. В отдельных ксенолитах по речкам Кодия и Миронкина наблюдалось согласное залегание мраморов с кварцитовидными песчаниками зеленоватого цвета и биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами. На водоразделе речек Кодия, Миронкина на полосчатых мраморах серого и розового цветов согласно за-

легают полосчатые мелкокристаллические биотитовые сланцы, состоящие из чередования существенно кварцевых и биотитовых слоев. Кварцевых слоев по мере приближения к контакту с мраморами становится больше. Гнейсовидность у обоих типов пород имеет один азимут падения с плоскостью контакта: ЮВ 135—155°, $\angle 40—50^\circ$. В устьевой части рч. Кодия (правый борт) вырисовывается небольшая антиклиналь, ядро которой сложено мраморами, крылья — кварц-биотитовыми кристаллическими сланцами; мощность мраморов не менее 100 м.

В среднем течении рч. Зарголик по правому борту в коренных обнажениях, протяженностью 50—60 м, хорошо видно согласное залегание гнейсов и биотитовых кристаллических сланцев. На северо-западном окончании обнажения выходят серые гнейсы, содержащие гранат и мусковит. Через 25 м к южному краю обнажения они постепенно переходят в серые кварц-биотитовые кристаллические сланцы. Гнейсовидность имеет азимут падения ЮЗ 140° $\angle 30^\circ$.

В юго-западном углу территории листа по элювию в вершине руч. Березовый установлено чередование тонкополосчатых амфиболовых сланцев, кварцитовидных песчаников и биотитовых сланцев. В районе тройного развилка рч. Дюлюн выходят исключительно биотит-амфиболовые сланцы, образовавшиеся за счет эффузивов основного состава. В некоторых шлифах из этих пород отчетливо видна диабазовая структура.

Биотитовые сланцы имеют гранобластовую, реже лепидогранобластовую структуру, состоят из мелкозернистого (размер зерен 0,06 мм) агрегата биотита — 50—75%, кварца до 10%, плагиоклаза до 15%. В амфиболовых разновидностях биотит исчезает, иногда совсем, а количество роговой обманки достигает 60%, кварца обычно содержится 10—20%, плагиоклаза до 45%, рудного минерала до 5%.

Мраморы имеют гранобластовую структуру. Состоят они в основном из кальцита (до 90%) и незначительного количества биотита и эпидота. Кальцит образует зерна неправильной формы, с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками.

На площади листа образования верхнепротерозойского возраста являются самыми древними, так как прорываются всеми известными здесь изверженными породами. Нижняя возрастная граница метаморфической серии неизвестна, верхняя определяется лишь предположительно на том основании, что метаморфические породы прорываются габбро-диоритами и гранодиоритами условно нижнепалеозойского возраста, а также тем, что гнейсы, кварцитовидные песчаники и кислые, эффузивы находятся в гальке конгломератов ортинкской свиты нижнекаменноугольного возраста. Прорывание нижнепалеозойскими изверженными породами глубокометаморфизованных образований

наблюдалось как в коренном залегании, так и в свалах по речкам Кодия, Миронкина, Изоткина, Дюлюн.

Большинством исследователей описываемые толщи относились к верхнему протерозою — нижнему палеозою. Сравнения разрезов этих толщ с разрезами нижнего палеозоя (нижнего кембрия), развитого к северу от изученной территории, в районе оз. Исинга, показали их несопоставимость. Метаморфические толщи описываемой площади с фаунистически охарактеризованной нижнекембрийской осадочно-эффузивной толщей р. Джиды имеют мало общего. Значительно лучше верхняя часть разреза (шильниковская толща) сопоставляется с верхнепротерозойским битуджинском комплексом, развитым в южном Прибайкалье, по южным склонам Хангар-Ульского хребта.

Исходя из приведенных сопоставлений, описанные глубоко-метаморфизованные образования мы условно относим к верхнему протерозою.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА Каменноугольная система

Нижний отдел

Ортинкская свита нерасчлененная (C_{1or})*. К этой свите относятся конгломераты, мелкокристаллические кварц-биотитовые сланцы с редкими прослоями аркозового песчаника, развитые на ограниченной площади в бассейне р. Шимбелик, у самой южной рамки листа. Несогласное залегание пород ортинкской свиты на глубокометаморфизованных верхнепротерозойских образованиях непосредственно не установлено, но ряд признаков заставляет признать наличие значительного перерыва между ними. К этим признакам относятся: а) наличие в гальке ортинкских конгломератов верхнепротерозойских кварцитов и кислых эффузивов; б) присутствие в конгломератах многочисленной гальки гранитов и гнейсо-гранитов, которые прорывают верхнепротерозойские породы; в) различная степень метаморфизма.

Для характеристики свиты составлены частные разрезы. Описание разреза по водоразделу рч. Лев. Шимбелик и кл. Артамонова ведется с юга на север, от линии надвига разгнейсованных диоритов на конгломераты. Здесь обнажены (снизу вверх):

1. Кварц-амфиболовые сланцы с галькой различных пород	50 м
2. Метаморфизованные крупногалечные (размер галек 20—30 см) конгломераты	400 „
3. Метаморфизованные мелкогалечные (размер галек менее 10 см) конгломераты с маломощными (0,5 м) прослоями песчаника	350 „

* На территории соседнего к югу листа М-49-ХIV отложения ортинкской свиты выделены под названием — горначихинская свита, верхняя подсвита ($Pz_2 hr$)

4. Перемежающиеся биотитовые сланцы, песчаники и конгломераты	100 „ не менее
5. Биотитовые сланцы	600 „
Общая мощность разреза 1500 м.	

Мощность конгломератов (750 м) в данном разрезе могла быть преувеличена.

По водоразделу рч. Прав. Шимбелик и его правого притока в 900 м выше устья кл. Артамонова с юго-востока на северо-запад наблюдается следующее чередование пород (снизу вверх):

1. Метаморфизованные мелкогалечные конгломераты	100 м
2. Биотитовые сланцы	50 „
3. Разнозернистые аркозовые песчаники, реже дресвяники	30—40 „ не менее
4. Метаморфизованные конгломераты	120 „
Общая мощность разреза 310 м.	

Конгломераты на территории листа имеют в составе ортинкской свиты доминирующее распространение. При их выветривании образуются скальные выходы, иногда весьма протяженные (например, на водоразделах рч. Лев. и Прав. Шимбелии).

Цемент конгломератов представлен мелкозернистыми аркозовым песчаником пепельно-серого цвета и кварц-биотитовым сланцем. Он имеет гранобластовую, бластосаммитовую структуру и сланцеватую текстуру, характеризуется неравномерным расположением компонентов. Полосовидные и линзовидные участки имеют разный минералогический состав: биотитовые, кварц-полевошпатовые, полевошпатово-биотитовые. Преобладающим минералом является кварц. В подчиненном количестве отмечен биотит. Цемент конгломератов с правобережья рч. Прав. Шимбелик представлен метаморфизованными эффузивами кислого состава. Здесь эти породы имеют серый цвет и тонкозернистое сложение. В их мелкокристаллической кварц-биотитовой массе отмечены более крупные, близкие к табличатым, вкрапленники полевого шпата и округлого кварца. И тот и другой корродированы. Галька хорошо окатанная, часто уплощенная, размером 10—30 см в поперечнике. Своей длинной стороной гальки ориентированы согласно со сланцеватостью. Представлены они мелко-, среднезернистыми лейкократовыми и биотитовыми гранитами, часто гнейсовидными, лейкократовыми гранитами с мусковитом, гнейсогранитами, гнейсами, кислыми эффузивами, очень редко кварцитами, кристаллическими сланцами и кварцем. Галька кристаллических сланцев плохо заметна, так как она сильно расплющена и сливается с цементом.

Галька в основном соответствует породам, распространенным в верховьях рч. Исатуй (правый приток р. Чикой) и в бассейне рч. Дюлюн (левый приток р. Унго): гнейсо-граниты, гнейсы, метаморфизованные кислые эффузивы верхнепротерозойского кристаллического комплекса).

Граниты встречаются в гальках реже. Это среднезернистые лейкократового облика породы серовато-розоватого цвета. Они характеризуются следующим минералогическим составом (в %) (табл. 1).

Таблица 1

№ образца	Плагиоклаз		Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Мусковит
	№	Содержание				
9076	20	28	33,3	35,7	0,9	2,1
9089	23	4,9	55,69	33,7	5,8	—

Структура гранита катакластическая, местами гипидиоморфнозернистая, бластогранитная, иногда переходит в гранобластовую. Плагиоклаз образует зерна призматической или таблитчатой формы, относится к олигоклазу. Закон двойникования альбит-эстерельский. Калишпат (микроклин) обычно образует зерна неправильной формы. Кварц резко ксеноморфен по отношению к плагиоклазу. Биотит образует мелкие чешуйки, в большинстве своем почти нацело замещенные хлоритом.

Кварцево-биотитовые сланцы обычно темно-серые породы с шелковистым блеском на плоскостях скола, состоящие преимущественно из биотита. Для них характерны гранобластовые, микрогранобластовые, лепидобластовые структуры с реликтами кластической. Текстура сланцеватая, полосчатая. Состоят они из биотита (от 30 до 60%), полевого шпата, кварца, карбоната, апатита, циркона. Зерна двух последних минералов имеют округлую форму (размером от 0,05 мм) и располагаются между зернами полевого шпата. Форма зерен циркона и апатита говорит об их кластогенном характере.

Песчаники отмечены среди сланцев и конгломератов в виде прослоев до 2 м мощности. Они имеют отчетливую псаммитовую структуру и аркозовый состав. В них содержится до 10% биотита.

Наблюдаются переходы от кварц-биотитовых до кварц-эпидотовых и кварц-эпидот-амфиболовых сланцев. В обоих случаях структура пород отчетливо гранобластовая, лепидогранобластовая. Описываемые породы похожи на некоторые кварц-эпидотовые кристаллические сланцы шильниковской толщи верхнепротерозойского возраста, развитые по рч. Дюлюн.

Возраст конгломератов и биотитовых сланцев определяется весьма условно. Спорово-пыльцевые анализы проб из цемента конгломератов и биотитовых сланцев не дали никаких результатов. Нижнекаменноугольный возраст отложений определяется тем, что в подобных образованиях, распространенных к северо-востоку от листа М-49-VIII, по левобережью р. Хилок, в бассейне рч. Ортинка, И. Н. Фоминым и В. И. Лашмановым

(1957 г.) были найдены отпечатки коры *Lepidodendron* sp., относящегося к нижнему карбону.

Верхняя возрастная граница отложений ортинкской свиты определяется тем, что они прорываются среднезернистыми лейкократовыми гранитами варисского возраста (левый борт рч. Зарголик, за южной рамкой листа М-49-VIII), а нижняя — тем, что в них содержится галька метаморфизованных пород верхнепротерозойского и гранитов нижнепалеозойского возраста.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Верхний отдел юрской и нижний отдел меловой системы

Гусиноозерская серия представлена нормально-осадочными континентальными отложениями, распространенными в Тарбагатайской, Бадинской и Унгинской впадинах. Их стратиграфия изучалась В. Н. Верещагиным, Б. А. Ивановым, Н. А. Флоренсовым, Г. П. Говорухиным, Г. Г. Мартинсоном, В. В. Богдановым. В пределах впадин, развитых на территории листа, отложения гусиноозерской серии разделяются на три свиты: кулевскую (нижняя угленосная), бадинскую (безугольная), зугмарскую (верхняя угленосная). Наиболее хорошо изучены эти отложения в Тарбагатайской впадине.

Все исследователи, за исключением В. В. Богданова (1958 г.), считают, что вышеописанные свиты залегают согласно между собой. В. В. Богданов выделяет верхнюю часть гусиноозерской серии в тургино-витимскую свиту (по Г. Г. Мартинсону) и полагает, что она залегают с угловым несогласием на нижележащих свитах. Однако это не подтверждается фактическим материалом.

Описание нормально-осадочных образований дается отдельно по каждой из вышеназванных впадин.

В Тарбагатайской впадине, расположенной в северо-западной части территории листа, имеются все три свиты.

Кулевская свита (I_3-G_1kl) залегают в основании разреза. На дневную поверхность она выходит только на северо-западе впадины, в районе ст. Кули. В нижней части разреза залегают грубозернистые кварц-полевошпатовые песчаники серовато-зеленого цвета с линзочками алевролита. Они ложатся на поверхность размыва кристаллических пород иногда через маломощные базальные конгломераты. В средней и верхней частях разреза резко увеличивается роль темно-серых и черных слюдястых аргиллитов и алевролитов. Песчаники здесь разнозернистые аркозовые и кварцевые. Цемент песчаников глинистый, реже кремнистый и карбонатный. Тип цемента поровый, местами базальный. В составе свиты имеется шесть угольных пластов, мощность которых колеблется от 0,1 до 8,0 м. Описываемые отложе-

ния погружаются на юг-юго-восток, достигая своего наибольшего максимума—400 м в центральной части Кулевской мульды. По простиранию и вкрест разреза свиты отмечается сложная фациальная изменчивость, расщепление пластов угля на пачки и выклинивание их. Это обстоятельство и наличие местных размывов свидетельствует о весьма беспокойном режиме осадконакопления. Характер отложений указывает на то, что они соответствуют фациям озерно-болотного и аллювиально-пролювиального типов. Средняя мощность отложений свиты составляет 140—150 м.

В нижней части разреза в плотном аргиллите темного цвета Г. Г. Мартинсоном найдена и определена следующая фауна ферганоконх: *Ferganoconcha sibirica* Tschern., *F. estheriaeformis* Tschern., *F. subcentralis* Tschern., *F. anodontoides* Tschern. *F. curta* Tschern. В более высоких горизонтах аргиллита встречена *Ferganoconcha subcentralis* var. *magna* Mart.

Г. Г. Мартинсон (1961) считает, что эта фауна позволяет датировать отложения кулевской свиты как среднеюрские. Такой же возраст, по мнению М. А. Седовой, дают результаты спорово-пыльцевого анализа. Н. А. Флоренсов (1960) полагает, что ферганоконхи характеризуют лишь вообще юрский возраст этих отложений и поэтому описываемая свита не может утвердительно датироваться как среднеюрская.

И. Н. Сребродольской была определена следующая флора, собранная В. В. Богдановым из отложений кулевской свиты: *Pityophyllum angustifolium* Nath., *Ginkgo* sp., *Cladophlebis* sp., *Coniopteris* sp., cf. *C. nympharum* (Heeg). Возраст этой флоры юрский.

Бадинская свита (I_3 — Cr_{1bd}) распространена в северной и центральной частях впадины, южнее с. Тарбагатай. Она залегает на кулевской свите без признаков перерыва и отделяется от нее условно по аргиллитам, находящимся в кровле верхнего угленосного пласта нижележащей свиты. За верхнюю границу принимается шебартуйский угленосный горизонт зугмарской свиты. Бадинская свита представлена переслаивающимися желтовато-серыми разнозернистыми аркозовыми песчаниками, прослоями алевролитов и очень редко аргиллитов. Характерно отсутствие угольных пластов. Эти отложения свидетельствуют о том, что образовались они уже, по всей вероятности, в условиях речного режима. Мощность свиты составляет 180—200 м. В кровле свиты в алевролитах Г. Г. Мартинсоном найдены единичные мелкие раковины *Limnocyrena pusilla* (Reis.), многочисленные домики ручейников и чешуя рыб. Эту фауну Г. Г. Мартинсон относит к нижнему мелу.

В нижней части свиты В. В. Богдановым был обнаружен отпечаток *Podozamites*, который характеризует возраст отложений в широких пределах мезозоя.

Отложения описываемой свиты относятся к верхнеюрско-нижнемеловому возрасту, так как залегают они на кулевской свите, а в их кровле найдена нижнемеловая фауна.

Зугмарская свита (I_3 — Cr_{1zg}) залегает на бадинской без существенного перерыва и отличается от последней наличием угольных пластов. Распространена свита в восточной и частично западных частях Тарбагатайской впадины. В связи с детальной разведкой на уголь эта свита наиболее хорошо изучена. По данным буровых работ, она в Зугмаро-Тигинской мульде подразделяется на следующие пять горизонтов (снизу вверх):

1. Шебартуйский горизонт (вскрыт на Зугмарском участке). Преобладающими породами в составе его являются разнозернистые серые песчаники на глинистом цементе. Присутствуют два угольных пласта мощностью от 1 до 2 м. Алевролиты и аргиллиты имеют подчиненное значение, чаще приурочены к кровле и почве угольных пластов. Общая мощность 220—300 м.

2. Зугмарский горизонт представлен алевролитами и разнозернистыми песчаниками на глинистом цементе. Аргиллиты встречаются реже и слагают почву или кровлю пластов угля. Последних насчитывается пять мощностью от 0,1 до 5,0 м. Мощность горизонта 200—240 м.

3. Тигинский горизонт встречен на Тигинско-Зугмарском участке. Представлен аргиллитами, алевролитами реже песчаниками и гравелитами. Содержит пласт угля «Тигинский» мощностью от 3 до 28 м. Мощность горизонта 70—150 м.

4. Верхний угленосный горизонт распространен на Тигинском, Зугмарском участках. Представлен песчаниками с глинистым, реже кремнистым и известковистым цементом, алевролитами, аргиллитами с небольшим содержанием слюды и одним угольным пластом мощностью от 3 до 10 м. В кровле и почве пласта обычно залегают среднезернистые слабо сцементированные песчаники серого цвета, реже серые или темно-серые аргиллиты. Мощность горизонта 150—200 м.

5. Пеллециподовый горизонт сохранился лишь в пойменной части р. Хилок, северо-восточнее с. Зугмара. Представлен темно-серыми плотными аргиллитами и алевролитами. Песчаники имеют подчиненное значение. Этот горизонт угольных пластов не содержит. Мощность его 130—150 м.

Все типы пород, слагающие зугмарскую свиту, характеризуются ложной фациальной изменчивостью как по простиранию так и по вертикали. При этом отмечается, что обычно тонкозернистые фации при движении с севера на юг сменяются грубообломочными вплоть до конгломератов. Характер отложений показывает, что образование их шло в основном в озерно-болотных условиях.

Из верхних трех горизонтов свиты были отобраны остатки фауны, среди которых Г. Г. Мартинсоном определены следующие

щие виды: *Limnocyrena sibirica* (Ramm.), *L. ovalis* (Ramm.), *L. wangshihensis* (Grab.), *L. tarbagataica* (Mart.), *L. altiformis* (Grab.), *L. cf. schumilini* (Ramm.), *L. rotunda* (Mart.), *L. tignensis* (Grab.), *L. obtusale* (Mart.), *L. ovalis* (Ramm.), *L. shantungensis* (Grab.), *L. schumilini* (Ramm.), *Lioplax parva* (Ramm.), *Bithynia* sp., *Valvata protopiligera* (Mart.), *V. turgensis* (Mart.), *Viviparus fusistomus* (Shi Ping).

Из остракод М. И. Мандельштамом были определены следующие виды: *Cypridea vitimica* (Mand.), *Cyprideamorphella tarbagataensis* (Mand.), *Theriosynecum persulcata* (Pesc.), *Timirjasevia polymorpha* (Mand.) *Darwinula contracta* (Mand.).

Е. С. Раммельмейер из коллекций В. Н. Верещагина определила: *Cyrena* sp. cf. *C. andersoni* (Grab.), *C. sibirica* (Ramm.).

В кровле Тигнинского угольного пласта в 1908 г. Н. Ф. Егоровым была найдена задняя конечность динозавра, определенная А. Н. Рябининым, как *Allosaurus sibiricus* (Riab.).

Вся эта фауна свидетельствует о нижнемеловом возрасте отложений зугмарской свиты. Среди отпечатков растений В. Д. Принадой были определены: из зугмарского горизонта — *Onychiopsis* sp., *Pityophyllum angustifolium* (Nath.); из тигнинского горизонта — *Czekanowskia setacea* (Heer), *Desmophyllum* sp., *Onychiopsis tenuissima* (Pryn.).

Эта флора также свидетельствует о нижнемеловом возрасте свиты. И. Н. Сребродольской из верхнеугленосного горизонта были определены из сборов В. В. Богданова следующие формы: *Cladophlebis* sp. cf. *C. argutula* (Font.), *C. sp.*, *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.), *Seleropteris dahurica* (Pgn.), *Stenohachys* sp. cf. *S. clavata* (Nath.).

По ее заключению, комплексе флоры имеет верхнеюрский — нижнемеловой возраст. Спорово-пыльцевые анализы, произведенные М. А. Седовой, позволяют относить эти отложения к нижнемеловому возрасту.

В Кулевской мульде отложения зугмарской свиты залегают согласно на бадинской. Они представлены переслаиванием серых аркозовых песчаников с зеленовато-серыми алевролитами и реже аргиллитами. В их составе отмечено два угольных пласта мощностью от 0,2 до 4,5 м. Общая мощность отложений описываемой свиты в Кулевской мульде 200 м.

Фауна и флора в этих отложениях не была обнаружена. Характер спор и пыльцы, по мнению М. А. Седовой, свидетельствуют о нижнемеловом возрасте отложений, особенно такие представители, как *Aneimia* и *Mohria*.

В. В. Богданов относит данные отложения к шебартуйскому горизонту. По нашему мнению, они соответствуют большей части объема зугмарской свиты Зугмаро-Тигнинской мульды. Различие в мощностях обусловлено особенностями тектонического развития участков.

В Бадинской впадине, вытянутой неширокой (10—15 км) полосой с ЮЗ на СВ в северной части листа, выделены две свиты: бадинская и зугмарская.

Бадинская свита (I_3Cg_{1bd}) распространена в пределах Бадинской впадины повсеместно. В восточной части ее, по данным бурения, выделены четыре горизонта (снизу вверх):

1. Конгломератовый горизонт представлен мелкогалечными конгломератами и грубозернистыми песчаниками. Мощность 200—300 м.

2. Алевролит-аргиллитовый горизонт сложен темно-серыми плотными аргиллитами и алевролитами. В аргиллитах имеются прослои светло-серого песчаника мощностью 0,2—0,3 м, иногда до 2 м. Мощность 200—250 м.

3. Песчаниковый горизонт состоит из песчаников мелко- и среднезернистой структуры, кварц-полевошпатового состава, с хорошей окатанностью зерен. Цемент их базальный и глинистый. Мощность 100—150 м.

4. Песчанико-алевролитовый горизонт представлен переслаиванием разнородных песчаников с алевролитами и аргиллитами. В его составе находятся маломощные (0,15—0,70 м) прослои угольных пластов и углистых аргиллитов. В составе отложений этого горизонта отмечены пластообразные тела базальтов. Мощность горизонта 200—250 м.

Между горизонтами по вертикали существуют постепенные переходы. Общая мощность пород свиты для этого участка 800 м. В юго-западной части впадины между реками Зун-Толбага и Малановка распространены исключительно конгломераты, представляющие низы разреза. Южнее рч. Катангар они сменяются песчаниками с прослоями алевролитов, которые, судя по геофизическим данным, (ВЭЗ) слагают верхние части разреза.

В восточной части Бадинской впадины в скв. 6 на глубине 225,5 м (сверху) была найдена нижнемеловая фауна, отнесенная Ч. М. Колесниковым к следующим видам: *Limnocyrena retrorost-ra* (Grab.), *L. wangshihensis* (Grab.), *L. altiformis* (Grab.), *L. kweichowensis* (Grab.), *L. aff. subplanata* (Reis.), *L. cf. selenginensis* Mart., *L. badensis* (Ch. Kol.), *L. cunearis* (Ch. Kol.).

По данным анализов спорово-пыльцевых проб, выполненных в лаборатории Читинского геологического управления (паленолог И. Н. Егорова), возраст отложений определяется как волажин-готерив. Вся фауна и спорово-пыльцевые пробы отобраны в верхней части бадинской свиты, поэтому мы полагаем, что нижние части ее могут быть верхнеюрскими, и возраст свиты в целом считаем верхнеюрско-нижнемеловым.

Отмеченные в разрезе верхней части бадинской свиты трахиандезито-базальты, кроме главного пластового тела стометровой мощности, образуют ряд маломощных (до 1 м) согласных



тел. Изучение керн показало, что висячем боку они иногда имеют эруптивные контакты с осадочными породами. Вместе с тем в одной из скважин в керне из кровли отмечено залегание алевролита и туффита на размытой поверхности трахиандезитов. Гальки и валуны последних встречаются в перекрывающих осадках. Вероятно, в верхнеюрско-нижнемеловое время здесь имели место не только излияния трахиандезитов, но и силловые внедрения. На поверхности трахиандезито-базальты закартированы в виде узкой полосы по правому борту долины р. Хилок и прерывистых выходов по ее левому борту, подчеркивая синклинальную структуру осадочно-вулканогенной свиты. Наблюдениями по речкам Тырбыхен, Кусотка и их мелким притокам, а также по р. Хохотуй установлено, что подошва и кровля трахиандезито-базальтов имеет наклон вглубь депрессии. Угол падения колеблется от 10 до 15°. Центральные части покрова перекрыты кластогенными отложениями.

Зугмарская свита (I_3Cg_{1zg}) распространена только в окрестностях с. Халярта. По данным буровых работ, здесь выделяется три горизонта:

1. Нижний сложен алевролитами и песчаниками. В низах его преобладают грубозернистые песчаники светло-серого цвета преимущественно аркозового состава. Этот горизонт включает в себя угольный пласт «Волчинский» мощностью от 1 до 3,2 м, который с глубиной (на восток) выклинивается. Мощность 100—150 м.

2. Средний горизонт — слабо сцементированные песчаники серого цвета и темно-серые алевролиты, присутствующие в равных соотношениях. В этом горизонте залегает угольный пласт «Халяртинский I» мощностью до 1 м. Мощность горизонта 150 м.

3. Верхний горизонт — серые алевролиты и аргиллиты, содержащие угольный пласт «Халяртинский II» мощностью до 3,9 м. Мощность 100—150 м.

Палеонтологических остатков в отложениях свиты не обнаружено. Описываемые отложения отнесены к зугмарской свите условно на основании литологического сравнения их с подобными образованиями Тарбагатайской впадины.

Унгинская впадина расположена в верховьях р. Унго и занимает площадь более 400 км². Большая часть впадины закрыта неоген-палеогеновыми базальтами, осадочные породы мезозоя выходят из-под них по периферии депрессии в виде узкой полосы. Небольшие площади мезозойских отложений отмечены также среди поля базальтов в эрозийных окнах. Разрез мезозойских отложений изучен авторами в приустьевых отрезках рек Ромаха и Туглуй. Здесь было вскрыто залегание отложений мезозоя на граниты. На поверхности размыва последних наблюдается горизонт аркозового слабо сцементированного песчаника мощностью 10 м. Выше лежит пачка конгломератов

общей мощностью 250—280 м с маломощными прослоями песчаника. Разрез венчается песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов, общей мощностью менее 20 м.

Суммарная мощность отложений составляет не менее 280—310 м.

Положение глинистых сланцев и пласта угля, встреченных по рч. Тумор, в разрезе не ясно, вероятно, они лежат выше описанной толщи.

Возраст отложений определен по находкам спор папоротника *Mohria* как нижнемеловой.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Неогеновая — палеогеновая системы нерасчлененные

Ченгурукская свита ($Pg-Ncn$). К этой свите отнесены эффузивные породы основного состава: базальты и их разновидности — анамезиты и долериты. В одном случае среди них были встречены туфы. Основными эффузивами образован покров, занимающий более 350 км² в бассейне верхнего течения р. Унго. Мощность покрова, судя по глубине вреза р. Унго и ее притоков достигает 300—350 м. При своем излиянии базальты выполнили часть древней межгорной впадины, перекрыв нижнемеловые отложения, что особенно хорошо видно по р. Нижний Бутунгар. В свою очередь сами базальты перекрыты суглинисто-песчаными отложениями, возраст которых условно определяется как верхнечетвертичный. На листе М-49-ХI (Е. В. Барабашев, 1958 г.) по рч. Ченгурук в аналогичных базальтах была найдена псевдоморфоза смеси гидрослюд и галлуазита, образовавшаяся в результате выполнения полости растения, существовавшего от эоцена до плиоцена. Базальты р. Унго очень сходны по геологическому положению и химическому составу с базальтами рч. Ченгурук.

Судя по строению покрова, излияния лав были многократными и приуроченными к разломам, проходящим по обоим бортам впадины.

Приводим краткое описание разновидностей базальтоидов. *Анамезиты* массивные и слабо пористые, базальтовые амидалоиды слагают основную часть базальтового покрова. Они преимущественно сложена вся южная часть покрова (северный склон Малханского хребта), а также его большая часть в междуречье Унго—Верхний Мултун. Это плотные массивные породы серого цвета. Массивные базальты образуют постепенные переходы в слабо пористые. Структура офитовая до долеритовой. Основная масса в них тонкозернистая состоит из многочисленных тонких лейст плагиоклаза (60%), иногда серицитизированных, мелких удлиненных зерен авгита (25%), ксеноморфных зернышек рудного минерала (10%) и коричневого до

бурого стекла. Плагноклаз соответствует основному андезину (№ 45—48).

Мелкозернистые долериты распространены только в междуречье Нижнего, Среднего и Верхнего Бутунгара. В виде небольших выходов они встречены также в междуречье Верхнего Бутунгара — Унго. Это массивные, явно кристаллические, мелкозернистые, а в краевых частях потока тонкозернистые породы. Основная масса полностью раскристаллизована и состоит из лейст плагноклаза (45%), зерен авгита (30%), оливина (17%), в промежутках между которыми расположены зерна рудного минерала (магнетита) 8%.

Собственно базальты встречаются на водоразделе рек Тумор—Унго, Унго-Верхний Мултун, Верхний Бутунгар-Унго. Это пористые, часто сиреневого цвета, реже голубовато-серые, буровато-серые и серые породы. Количество пор составляет 10—30%, а их размер колеблется от 1 до 8 мм в диаметре, форма чаще шарообразная, реже трубчатая. Редко поры выполнены кальцитом и нонитронитом. Основная масса базальтов состоит на 40% из тонких длинных лейст плагноклаза, 60% нераскристаллизованного стекла. В длину лейсты плагноклаза иногда достигают 3—4 мм.

Туфы, встреченные только по р. Тумор, представляют собой плотные, массивные с бугристой поверхностью излома, иногда слабо пористые породы кирпично-красного или грязно-желтого цвета; основная масса раскристаллизована неравномерно и состоит из светло-коричневого, коричневого или желтого слабо полтуризующего стекла и гидроокислов железа (80—70%). В основной массе находятся обломки зерен плагноклаза (10%), зерен кварца (9%) и обломки базальтов (1%). По составу плагноклаз отвечает олигоклазу. Обломки кварцевых зерен неправильной формы, угловаты, иногда сильно корродированы. Обломки зерен олигоклаза и кварца могли попасть в состав туфов за счет захвата обломков пород гусиноозерской серии.

По сравнению со средним химическим составом, подсчитанным по Дели, базальты р. Унго имеют повышенное содержание кремнезема и глинозема. Обработка результатов 16 химических анализов этих базальтов показывает, что вначале изливались основные, а затем более кислые лавы. Чем моложе выделенная разновидность, тем она богаче SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃. Содержание CaO, MgO, FeO уменьшается вверх по разрезу.

Четвертичная система

Среди рыхлых отложений четвертичного времени выделяются два отдела: верхний и современный.

Верхний отдел (Q₃)

Верхнечетвертичные отложения на территории листа распространены незначительно. Закартированы они в виде отдельных узких полос, вытянутых в субширотном направлении от устья р. Тырбыхен до верховьев р. Малаковки и в районе пос. Кули. Небольшие их участки обнаружены в бассейне р. Унго.

Отложения этого отдела разнообразны по составу, и размерам обломочного материала. По левобережью р. Хилок, по рекам Харап и Катангар они представлены песком с примесью гальки и валунов, супесью, суглинком, глиной. Мощность их ориентировочно 20—30 м. В одном шурфе в песках обнаружен позвонок шерстистого носорога (*Coelodonta antiquitatus*) * что позволяет отнести эти пески к верхнему отделу четвертичной системы.

В районе пос. Кули рассматриваемые отложения представлены разнообразными песчанистыми суглинками с редкой кварцевой галькой. Мощность их колеблется в пределах 25—40 м. В этих суглинках В. Н. Верещагиным в 6 м от поверхности была найдена нижняя челюсть лошади (*Equus caballus*) **.

По р. Унго и ее притокам развиты преимущественно суглинки, переслаивающиеся с песком, супесью, галечником и глиной.

Наиболее полный разрез был вскрыт в приустьевой части р. Тумор (сверху вниз):

Угловатые обломки, хорошо окатанная галька и валуны базальтов, слабо сцементированные глиной и суглинками	5 м
Глина и суглинок с редкими обломками базальта и примесью аркозового песчаного материала	7,5 „
Аркозовый среднезернистый песок с редкими обломками базальта и галькой гранита, с прослоями суглинка и супеси, отмечена косая слоистость речного типа	7,5 „

Современный отдел (Q₄)

Современные рыхлые отложения распространены повсеместно. По генезису они подразделяются на следующие типы: элювий, обвальные и осыпные накопления, оползневые накопления, солифлюкционные накопления, оползневые накопления, солифлюкционные накопления, делювий, аллювий и пролювий.

Элювиальные отложения имеют весьма ограниченное распространение. Они выстилают водораздельные пространства. Состав их полностью отражает состав материнских пород. По размеру обломков элювий весьма разнообразен и варьирует

* Определение А. Г. Покатилова (Вост.-Сиб. геол. ин-т Сиб. отд. АН СССР).

** Определение проф. В. Д. Доргостайского (Иркутский гос. ун-т).

от суглинистых и супесчаных частиц до глыб размером 3—4 м в поперечнике. Мощность элювиальных отложений 1—3 м.

Обвальные и осыпные накопления приурочены к крутым склонам Безымянного, и Малханского хребтов и их отрогам. Сложены они неокатанным, неотсортированным материалом: глыбами, обломками, дресвой. Мощность таких накоплений составляет несколько метров.

Оползневые накопления распространены крайне ограниченно. Данный тип накоплений был отмечен по рекам Унго, Хилок и некоторым их притокам. Причиной образования этих накоплений является подмыв склонов рек.

Солифлюкционные накопления связаны с режимом многолетней и сезонной мерзлоты. Солифлюкцией в основном сформирован рыхлый чехол на горных террасах, ею же созданы специфические рыхлые массы — оплывины.

Делювиальные образования пользуются наибольшим распространением среди всех типов четвертичных отложений. Они занимают большие площади по склонам водоразделов и сложены крупноглыбовым, дресвяно-глинистым и песчано-глинистым материалом. Размеры глыб и обломков в курумах варьируют от 0,2 до 1,0 м, а иногда до 2—3 м в поперечнике. Мощность делювиальных накоплений от 1—2 до 3—5 м.

Аллювиальные отложения слагают поймы и надпойменные террасы. Пойменный аллювий наиболее широко развит по долинам крупных рек — Хилок, Унго, Катангар, Катархан, Толбага и др. Он представлен галечно-гравийно-песчаными отложениями, нередко с валунами и щебенкой. Супесчаные, суглинистые и илистые отложения в разрезах встречаются гораздо реже и обычно приурочены к верхним частям последних. Судя по данным ручного бурения в долине р. Унго в интервале 0,5—5,5 м лежат галечник и валуны с песчаным заполнением, в интервале 5,5 до 6,5 м на неровной размытой поверхности гранитоидов лежит галечник с валунами, дресвой и щебенкой. Мощность пойменных аллювиальных отложений наиболее крупных рек (Хилок, Унго, Нижний Бутунгар и др.), по данным бурения б. Читинского Совнархоза и Западной партии Читинского геологического управления, достигает 6—10 м.

Аллювий первой надпойменной террасы известен лишь по наиболее крупным рекам района. Представлен он в основном песчано-галечниковым материалом. По р. Хилок, южнее ст. Новопавловка, аллювий сложен крупнозернистым песком желтого цвета с большим количеством хорошо окатанной гальки.

Аллювий второй надпойменной структурно-аккумулятивной террасы р. Хилок сохранился лишь на отдельных участках. В районе с. Тарбагатай он представлен горизонтальным наслоением гравия и песка с включениями гальки реже валунов. Слои имеют мощность от единиц до десятков сантиметров. В некоторых слоях песка наблюдается косая, диагональная слоис-

тость. Пески состоят из кварца, полевого шпата, граната, слюды, магнетита. Гравий сложен на 70% из обломков гранитов, кварцевых порфиров, гранито-гнейсов, кварца; остальные 30% составляют порфириды, пегматиты, аплиты и другие породы. Гравий хорошо окатан. Наибольшая мощность песчано-гравийных отложений 6—7 м. Они залегают на песчаниках гусиноозерской серии; контакт не четкий. Песчаники разрушены до такой степени, что часто не отличимы от перекрывающих их песков.

Проллювиальные образования встречаются довольно часто, но занимают небольшие площади. Представлены они конусами выноса небольших речек, ключей и временных водотоков. Размеры конусов различны и зависят от размахов распадков, в устьях которых они находятся. В этих отложениях местами хорошо выражена слоистость с наклоном в сторону движения потока. Мощность отложений от 1 до 10 м. Сложены они обломочным и дресвяно-песчано-глинистым материалом.

Почвенный покров развит почти повсеместно, исключая выходы скальных пород и площади открытых россыпей. Почвы относятся к подзолистым и дерново-подзолистым. В пониженных участках долин и седловин водоразделов развиты болотные почвы. Мощность почвенного покрова по данным горных работ колеблется от 0,1 до 0,5 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В описываемом районе магматические и ультраметаморфические породы распространены чрезвычайно широко. Ими занято не менее 50% площади листа. Среди интрузивных образований выделяются: а) протерозойский комплекс гранитов, гнейсо-гранитов; б) каледонский комплекс, представленный широкофациальной габбро-диоритовой интрузией и интрузией гранодиоритов, диоритов, гранитов; в) каменноугольный (варисский) комплекс, к которому мы относим большие массы ультраметабазитов (по В. А. Николаеву) образований: анатектических и палингенных гранитов разнообразного петрографического состава; г) нижнемезозойский комплекс дайки гранит-порфиров, кварцевых порфиров и сиенит-порфиров. Несмотря на очень незначительное распространение, эти породы представляют большой интерес, так как с ними связывается вольфрамовая минерализация.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Граниты, гнейсо-граниты (γ Pt). К наиболее древнему комплексу изверженных пород относятся на территории листа гнейсовидные граниты и гнейсо-граниты. Они распространены на северо-западе территории листа в верховьях речек Бурун-

Тигня, Тарбагатай, Кандагайка. Эти граниты и гнейсо-граниты тесно связаны с верхнепротерозойскими породами. Связь выражается в том, что те и другие встречаются всегда совместно; граниты, гнейсо-граниты образуют послойные тела среди глубокометаморфизованных образований протерозоя, что было обусловлено согласными инъекциями в момент внедрения описываемых образований. В отличие от варисских гранитов они не вызывают явлений гранитизации.

В бассейне рек Бурун-Тигня и Кандагайка древние гранитоиды слагают два разрозненных массива, вытянутых в субширотном направлении. Наиболее широко распространены здесь лейкократовые граниты с гнейсовидной текстурой и гнейсо-граниты. Они имеют преимущественно серый, розовый, розовато-серый цвета. Характерной особенностью является лейкократовый облик и интенсивный катаклиз, обнаруживаемый непосредственно в поле. Гнейсо-граниты интенсивно разгнейсованы, что сближает их с гнейсами.

Структура описываемых пород гранобластовая, катакластическая. Иногда на фоне гранобластовой структуры отмечаются реликты бластогранитовой. Плаггиоклаз 28—32%, реже 8%, образует зерна призматической или таблитчатой формы с изъеденными краями. Полисинтетические двойники выражены хорошо. Плаггиоклаз № 20—31, закон двойникования альбит-эстерельский. Кроме того, был отмечен плаггиоклаз № 10. Калишпат (37—52%) относится к микроклину, $2V=78^\circ$. Угол спайности 88° и $89^\circ 30'$. Кварц (24—40%) часто трещиноват, имеет волнистое угасание. Биотит (1—6%) образует небольшие чешуйки буроватого цвета. Породы по химическому составу близки к варисским гранитам (табл. 2); по физическим же свойствам они в отличие от варисских магнитны.

Возраст описываемых гранитов определяется весьма условно. О его нижней границе можно судить на том основании, что граниты прорывают верхнепротерозойские метаморфические породы. Верхняя граница определяется тем, что разгнейсованные граниты сами прорваны варисскими среднезернистыми гранитами с пегматоидными обособлениями, как было установлено в верховье рч. Бурун-Тигня. Контакт между различными гранитами отчетливый, плоскость контакта обычно совпадает с разгнейсованностью гнейсо-гранитов, однако наблюдаются и секущие апофизы пегматоидных гранитов.

При маршрутных магниторазведочных исследованиях по рч. Бурун-Тигня и Тарбагатай этот контакт был зафиксирован очень отчетливо. Протерозойские граниты характеризуются сложным магнитным полем с амплитудой значения ΔZ до 1000 гамм. Варисские граниты характеризуются очень спокойным магнитным полем с незначительными вариациями ΔZ . По рч. Бурун-Тигня контакт отчетливо фиксируется по резкой ступени перехода одних значений в другие. По характеру графика

Таблица 2

№ п/п	Порода и место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
1	Гнейсо-гранит. Правый борт р. Тарбагатай	73,90	0,21	13,12	0,29	1,86	0,04	0,19	0,66	3,79	4,81	0,11	0,14	99,34
2	Гнейсо-гранит. Правый борт р. Тарбагатай	76,80	0,15	11,32	0,34	2,30	0,05	0,08	0,61	3,42	4,29	0,02	—	99,38

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	s	a'	f	m'	c'	Q	a/c	n	φ	t
1	14,8	0,8	2,8	81,6	18,6	69,80	11,6	—	32,8	19,1	54,5	9,3	10,20
2	13,1	0,6	2,7	83,6	—	90,5	7,1	2,4	40,4	21,8	54,5	11,9	0,20

видно, что контакт имеет крутое падение, близкое к 90° . Это подтверждается геологическими наблюдениями; по замерам контакт имеет азимут простирания СВ 30° и угол падения 90° .

По рч. Тарбагатай в варисских гранитах в одном месте был встречен пластовый ксенолит гнейсо-гранитов. По характеру графика здесь можно сказать, что контакты пластового тела гнейсо-гранитов с варисскими гранитами имеют крутые падения. Контакт же среднезернистых гранитов с основным полем гнейсо-гранитов имеет падение в южных румбах под углами от 40 до 60° .

При оценке возраста гнейсо-гранитов мы исходим из того, что они пространственно тесно связаны с верхнепротерозойским комплексом и прорываются варисскими гранитами. От каледонских гранитов протерозойские отличаются повсеместно развитой разгнейсованностью. Кроме того, контакты каледонских гранитов (с кристаллическим комплексом) секущие, а протерозойских — согласные (образуют пластовые тела). Таким образом, возраст комплекса гнейсогранитов и гнейсовидных гранитов определяется условно, как верхнепротерозойский.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Среди изверженных пород комплекс нижнепалеозойских интрузий занимает второе место после варисских гранитоидов. Он сформировался в две фазы. В первую фазу произошло внедрение габбро-диоритов, во вторую — гранодиоритов, плагиогранитов, кварцевых диоритов. Со второй фазой условно связывают возникновение среднезернистых гнейсовидных лейкократовых и биотитовых гранитов, распространенных в водораздельной части Малханского хребта, в верховьях рек Исатуй, Дюлюн.

Первая фаза — габбро-диориты ($\delta-\delta\text{Pz}_1$). Среди пород первой фазы выделяются следующие разновидности: габбро, диориты и кварцевые диориты. Все они являются фашиями одной интрузии. При этом породы типа габбро располагаются обычно в центральных частях массивов, а кварцевые диориты, как правило, окаймляют их, что наблюдается в массивах по рч. Блудной, у восточной рамки листа в районе гольца Сыбыкен.

Биотитовые диориты залегают в большинстве своем в контактовых частях габбро-диоритовых массивов с гранитами.

На южном склоне Малханского хребта, между реками Шимбелик и Большая река, были закартированы специфические диориты, отличающиеся сильной разгнейсованностью, благодаря чему они очень похожи на парагнейсы. Однако при микроскопических исследованиях типичных метаморфических структур в них не найдено. По составу среди них различаются кварцевые диориты, биотит-роговообманковые диориты. На контактах с гранитами появляются порфиробласты полевого

шпата. Аналогичные диориты были отмечены на северном склоне Малханского хребта между реками Зарголик (Унгиинский) и Блудная и на южном склоне хребта Безымянного, в бассейне р. Нижний Мултун.

Породы габбро-диоритовой интрузии залегают в виде пластообразных тел. Это хорошо видно, если проследить их распространение на большой территории. Они прослеживаются через всю описываемую площадь на северо-восток к г. Чита.

По-видимому, наблюдалось несколько подобных тел, внедрившихся в породы верхнепротерозойского кристаллического комплекса.

В среднем палеозое они принимали участие в складчатости фундамента. При гранитизации вмещающие породы верхнепротерозойского кристаллического комплекса были частично превращены в теньевые мигматиты и гранитовидные породы, а тела габбро-диоритов и диоритов остались непереработанными. В расположении последних, как уже сказано, улавливается определенное стремление к линейности, что обусловлено первоначальным пластообразным характером залегания.

Породы габбро-диоритовой интрузии представлены габбро, диоритами и кварцевыми диоритами.

Габбро имеет темно-серый цвет с зеленоватым оттенком, мелкозернистое сложение и массивную текстуру. Структура призматически-зернистая до панидиоморфнозернистой. В составе наблюдается резкое преобладание темноцветных минералов над плагиоклазом, которого содержится $15-35\%$. В пироксеновом габбро на долю пироксена приходится до 40% , в роговообманковом габбро, соответственно преобладает роговая обманка. Пироксен образует зерна неправильной или короткопризматической формы. Оптически положительный, удлинение положительное, угол $2V$ очень мал. Амфибол представлен двумя разновидностями: обыкновенной роговой обманкой ($cNg=25-30^\circ$) и вторичным актинолитом. Рудного минерала (титаномагнетита) в породе до 8% . Лейкократовое габбро отличается от описанного тем, что в нем мало темноцветных минералов (до $25-30\%$) и больше плагиоклаза (до $65-70\%$). Темноцветные минералы представлены пироксеном.

Диориты являются массивными, иногда гнейсовидными породами, имеющими среднезернистую до мелкозернистую структуру. Состоят в основном из плагиоклаза, роговой обманки и биотита, причем два последние минерала находятся в различных количественных соотношениях. Структура гипидиоморфнозернистая, реже призматическизернистая. Сильно измененные породы приобретают бластогипидиоморфнозернистую структуру. Диориты состоят из плагиоклаза ($N_2 20-30$) — $50-70\%$, роговой обманки $5,5-20\%$, биотита $0-15\%$. Кварцсодержащие разновидности содержат не более 7% кварца. Аксессуары: рудный

минерал, апатит, циркон. Из вторичных минералов отмечены серицит, мусковит, хлорит, реже кальцит.

Кварцевые диориты — плотные, массивные, реже гнейсовидные среднезернистые до мелкозернистых породы обычно серого цвета, нередко с зеленоватым оттенком. В среднезернистых разновидностях темноцветные минералы представлены чаще биотитом, а в мелкозернистых содержится как биотит, так и роговая обманка. Как правило, среди этих минералов биотит преобладает. Структура гипидиоморфнозернистая, реже гранитная или призматически-зернистая. Кварцевые диориты состоят на 60—70% из плагиоклаза № 16, на 8—15% из кварца, 20—25% — темноцветных минералов. Содержание роговой обманки не выше 12%. Иногда встречаются калинатровые полевые шпаты (до 6%). Из акцессорных отмечены сфен (не более 1%), рудный минерал (не более 1—2%), апатит, циркон и мусковит.

Вторая фаза — гнейсовидные граниты, плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты (γ — δPz_1). Массивы нижнепалеозойских гранодиоритов, кварцевых диоритов, гранитов были закартированы по обоим бортам р. Унго, в западной половине территории листа. Небольшие выходы их были отмечены по рекам Қатархан и Верхний Мултун. Пространственно эти породы тесно ассоциируют с габбро-диоритовой интрузией и имеют вытянутую в северо-восточном направлении форму. Вмещающими породами для них служат верхнепротерозойские амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы и каледонские габбро-диориты и диориты. В бассейне рек Бухиной, Харганат описываемые интрузии прорываются варисскими порфиридовидными среднезернистыми гранитами.

В бассейне р. Бухиной в экзоконтактной зоне гранодиоритов были отмечены варисские жильные граниты. В низовьи рч. Ганькиной наблюдался контакт между варисскими мелко-, среднезернистыми лейкократовыми гранитами и нижнепалеозойскими гранодиоритами. При этом видно, что в экзоконтакте в гранодиоритах имеются таблитчатые розовые порфиробласты калиевого полевого шпата. Такого типа контакты наблюдались и в низовьи рч. Бухина.

В нижнем течении рч. Харганат на правом ее склоне в коренном обнажении кварцевого биотит-роговообманкового диорита наблюдалась апофиза среднезернистого гранита — отщепления от гранитного массива, расположенного в непосредственной близости. Контакт четкий, ясно выраженный. Граниты в эндоконтактной зоне становятся мелкозернистыми и частично порфиридовидными.

Породы описываемой интрузии характеризуются относительно лейкократовым обликом. Почти все их представители среднезернистые, неравномернозернистые, с плоскопараллельной ориентировкой темноцветных минералов.

Основной разновидностью являются гранодиориты, кварцевые диориты и плагиограниты. Вторая разновидность — биотитовые и лейкократовые гнейсовидные граниты, условно объединенные с кварцевыми диоритами и гранодиоритами лишь на том основании, что в бассейне рч. Ясутай в глыбах курумов наблюдались переходы от гранодиоритов до гранитов.

Гранодиориты, кварцевые диориты и плагиограниты были закартированы по обоим склонам долины р. Унго. Это серые породы с зеленоватым оттенком. Под микроскопом видна гипидиоморфнозернистая структура, слабо гнейсовидная текстура. Минералогический состав (в %) согласно подсчетам на интеграционном столике, приводится в табл. 3.

Таблица 3

Порода	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Местонахождение
Диорит	75,8	6,8	4,4	1,1	10	Водораздел рек Матвеевки и Ганькиной
Гранодиорит . . .	68,8	1	16,2	12	—	Р. Харганат
Кварцевый диорит	69,3	—	20,07	1,43	9,2	
Диорит	69	—	3,5	—	25	Правый борт долины р. Дюлюн
Гранодиорит . . .	44,9	31,7	18,4	4,0	—	То же
Плагиогранит . . .	58,0	—	30,4	8,4	—	
Кварцевый диорит	67,5	6	18,0	8	—	Р. Бухина, устье Р. Н. Бутунгар
Диорит	72,2	1,4	11,7	—	10,3	
Диорит	73,5	11	11	—	4,5	

Акцессорные минералы представлены сфеном, рудным минералом и очень редко цирконом. Содержания их колеблются от десятых долей до 2—3%.

По соотношениям главных породообразующих минералов можно выделить: роговообманковые диориты, кварцевые диориты, биотит-роговообманковые гранодиориты и плагиограниты. Роговообманковые диориты являются краевой фацией кварцевых диоритов и гранодиоритов и обычно находятся в контактах с породами габбро-диоритовой интрузии. Они были отмечены по рч. Изоткиной, по р. Унго, в восточном краю массива, по рч. Харганат. Кварцевые диориты и гранодиориты расположены в центральных частях массивов, в подчиненном количестве здесь обнаружены и плагиограниты.

Микроскопически все эти породы имеют много общего, поэтому мы даем им общую характеристику. Плагиоклаз № 15—25 присутствует в виде хорошо выраженных таблитчатых зерен размером 0,5—3,5 мм по длинной оси. Почти во всех зернах выражена зональность. Плагиоклаз sdвойникован по

манебах-эстерельскому (№ 15, $2V=84^\circ$) и по альбит-карлсбадскому (№ 23) законам. Калиевый полевой шпат (микроклин) присутствует в мелких ксеноморфных зернах с характерной микроклиновой решеткой размеры их до 1 мм. Биотит в проходящем свете буровато-зеленоватый. Обладает резким плеохроизмом и высокими цветами интерференции; $2V=12^\circ$, $cNg=3^\circ$. Роговая обманка зеленого цвета плеохроирует с изменением окраски, $2V=72^\circ-84^\circ$, $cNg=32^\circ-29^\circ$. Кварц в породе ксеноморфный.

Биотитовые и лейкократовые гнейсовидные граниты развиты в водораздельной части Малханского хребта, между речками Дюлюн (Унгинский) и Верхним и Нижним Дюлюнами (Чикойскими). В отличие от варисских гранитов, они имеют отчетливые секущие контакты с породами верхнепротерозойского кристаллического комплекса (явления гранитизации не наблюдаются).

Граниты серого цвета, равномерно-среднезернистые. Характерен повсеместно развитый катаклиз. Структура пород гипидиоморфнозернистая, минералогический состав: плагиоклаз 30—50%, калишпат 20—25%, кварц 20—25%, биотит 2—10%. Плагиоклаз присутствует в виде таблитчатых зерен удлиненных и короткостолбчатых размером от 1 до 2—3 мм, относится к среднему олигоклазу. Часто зонален.

Жильная серия нижнепалеозойских интрузий

Среди пород жильной серии встречаются: микродиориты, диоритовые порфириты, андезиты, лампрофиры. Наиболее широко распространены микродиориты (темно-серые, тонкозернистые, плотные) и мелкозернистые диориты, имеющие более светлую по сравнению с микродиоритами окраску. В них иногда макроскопически различимы листочки биотита и зернышки полевого шпата. Все разновидности образуют дайки и жилы небольшой мощности.

Относительный возраст всего нижнепалеозойского комплекса изверженных пород определяется тем, что и габбро-диориты и гранодиориты прорывают верхнепротерозойские гнейсы и кристаллические сланцы и, в свою очередь, рвутся варисскими гранитами. Кроме того, в гальке конгломератов ортинкской свиты находятся среднезернистые лейкократовые граниты, которые были описаны в составе гранодиоритовой интрузии.

Абсолютный возраст (по биотиту) гранодиоритов, отобранных с устья рч. Нижний Бутунгар, 360 млн. лет*. Учитывая выше сказанное и тот факт, что граниты, прорывающие габбро-диориты, находятся в гальке конгломератов ортинкской свиты,

* Определения производились в лаборатории Читинского ГУ аналитиком М. А. Демехиной. Анализ № 2958, коллекция В. И. Сизых, 1960 г.

мы считаем возраст габбро-диоритовой и гранодиоритовой интрузий нижнепалеозойским, т. е. соответствующий каледонскому циклу.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ (ВАРИССКИЕ) ИНТРУЗИИ

Каменноугольный интрузивный (даурский) комплекс представлен гранитоидами. Среди них выделяются: 1) граниты (среднезернистые, порфиридные, биотитовые, роговообманково-биотитовые) и гранодиориты, 2) лейкократовые граниты (мелко- и среднезернистые, с дымчатым кварцем).

Эти породы занимают огромную площадь в пределах Безымянного, Малханского и южных отрогов Цаган-Хуртейского хребтов.

Граниты и гранодиориты (γ C). Эти породы очень широко распространены на территории листа. Среди них выделяются следующие фациальные разновидности: средне- и неравномернозернистые массивные граниты; средне- и мелкозернистые гнейсовидные гранодиориты; средне-, неравномернозернистые и мелкозернистые биотитовые граниты; в этой же группе гранитоидов описываются и тневые мигматиты.

Средне-неравномернозернистые массивные граниты наиболее широко развиты в пределах Малханского хребта. Лейкократовые граниты занимают наиболее центральные части массива, биотитовые и роговообманково-биотитовые — тяготеют к периферии, а аплитовидные граниты составляют апикальную часть массива. Все эти разновидности связаны друг с другом постепенными переходами, имеют весьма близкий минералогический и петрохимический составы, родственны по сумме текстурных и структурных признаков. Структура их гипидиоморфнозернистая гранобластовая или бластогранитная, реже (в порфиридных разновидностях) пойкилитовая с гранобластовой или бластогранитной структурой основной массы.

Таблица 4

№ п/п	№ образца	Плагиоклаз		Кварц	Калиевый шпат	Биотит	Мусковит	Длина линии измерения мм
		№	Содержание					
1	2090	16—17	49,2	30,1	18,4	0,8	1,6	157
2	2136	18	38,5	40,4	16,5	4,6	—	198
3	2553	19—20	60,9	25,1	12,9	0,1	1,1	153
4	9082	15	44,8	28,6	21,3	0,9	4,4	—
5	9100	7	35,9	31,4	28,4	3,4	1,0	—
6	9090	17	23,0	37,4	32,9	5,6	1,1	—
7	9077	25	67,9	22,2	1,6	4,6	1,8	—
8	9084	10	66,2	12,6	17,7	0,9	2,0	—
9	9083	5—6	60,5	26,8	6,9	2,9	2,9	—
10	Среднее	14—15	49,6	28,3	16,3	2,6	1,4	—

Минералогический состав (в %), определенный на интеграционном столике, характеризуется табл. 4.

Кроме этого встречаются эпидот, гранат, апатит, циркон, хлорит, рудный, ортит и сфен.

По петрографическому составу породы Малханского хребта весьма близки друг к другу и относятся к пересыщенным алюминием лейкократовым гранитам, богатым щелочами (с преобладанием натрия (табл. 5).

Граниты Безымянного хребта по составу, структурно-текстурным особенностям, петрохимическим показателям, составу аксессуаров аналогичны гранитам Малханского хребта. Они окружены гранитоидными породами, имеющими анатектический характер. С этими анатектическими гранитоидными породами граниты описываемых массивов связаны постепенными переходами. Вместе с тем, в экзоконтактовой зоне, т. е. в анатектических гранитоидных породах, отмечены рвущие апофизы и жилы гранита лейкократового облика.

На южных отрогах Цаган-Хуртейского хребта и в примыкающей части левобережья р. Хилек широко развиты пегматоидные граниты; отмечено также множество рвущих жил пегматита и пегматит-аплита, имеющих восток-северо-восточное простирание. Петрохимические характеристики обнаруживают родство гранитов Цаган-Хуртейского и Малханского хребтов. Отличие их — меньшая пересыщенность гранитов Цаган-Хуртейского хребта алюминием. Микроскопическое изучение пегматоидных гранитов также показало полную их сопоставимость с гранитами Малханского и Безымянного хребтов.

В северном окаймлении массива Малханского хребта, в бассейнах рек Кодия, Зарголик и Блудная, на контакте с нижнепалеозойскими диоритами развиты *биотитовые гнейсовидные гранодиориты*, являющиеся краевой фацией гранитов. Гнейсовидность ориентирована параллельно контактам. Макроскопически в породах отмечаются иногда порфириовидные вкрапленники полевого шпата. В шлифах видна пойкилитовая структура с гранобластовой основной тканью. Характерно параллельное чередование вытянутых агрегатных полос бластированного кварца и более мелкозернистой ткани, выполняющей интерстиции. Основная ткань несет черты катаклаза. Состав породы: кварц 20%, плагиоклаз (№ 18—28) 35—60%, каликатровые полевые шпаты 15—40%, биотит 4—6%. Из аксессуаров отмечен сфен. Вторичные — мусковит, эпидот (по биотиту).

Средне-, неравномернозернистые и мелкозернистые полосчатые и гнейсовидные биотитовые граниты. Объединенные в эту группу граниты очень широко развиты в пределах Безымянного хребта, в меньшей мере — в отрогах Цаган-Хуртейского хребта и в Малханском хребте. Облик пород довольно многообразен, но микроскопически все они близки друг другу и имеют единый генезис, являясь анатектическими образова-

Таблица 5

№ п/п	Порода и место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	!Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.пл.	Сумма
1	Лейкократовый гранит Правый борт р. Бурул-Тигня	77,80	0,06	11,65	—	1,33	0,02	0,05	1,05	3,65	4,30	0,01	0,24	100,10
2	Лейкократовый гранит Правый борт р. Бурул-Тигня	73,60	0,05	12,80	0,41	2,86	0,15	0,05	0,78	3,20	5,39	0,05	—	99,34
3	Лейкократовый гранит Верховье р. Бом-Горхон	73,52	0,17	13,05	0,35	2,18	0,06	0,20	0,65	5,05	3,75	0,06	0,10	100,20
4	Гранит р. Бухина	72,88	0,27	13,62	0,34	1,92	0,05	0,28	1,20	3,28	5,35	0,08	0,70	99,90
5	Биотитовый гранит р. Шим-белик	67,84	0,18	18,09	0,30	1,40	0,02	0,42	2,72	6,55	1,40	0,06	0,92	99,90
6	Биотитовый гранит р. Зарголик	73,90	0,14	13,43	0,48	2,35	0,03	0,28	1,65	4,12	2,64	0,10	0,50	99,40
7	Биотитовый гранит р. Зарголик	75,40	0,08	13,26	0,15	1,00	0,08	0,18	0,33	4,01	4,48	0,05	0,40	99,02
8	Биотитовый гранит р. Шим-белик	73,80	0,12	13,46	0,38	1,64	0,02	0,23	1,43	4,09	3,74	0,06	0,40	99,39

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	a	c	b	s	a'	f'	n'	c'	Q	a/c	n	φ	t
1	13,6	0,6	1,9	83,9	—	62,1	6,9	31,00	40,0	22,70	56,20	—	0,10
2	14,4	1,0	3,6	81,0	7,3	89,0	3,7	—	32,2	14,4	47,8	11,10	—
3	15,9	0,5	3,1	80,5	—	78,8	10,60	10,60	28,7	31,8	67,30	10,60	0,20
4	14,6	1,4	3,0	81,0	11,4	72,7	15,9	—	31,4	10,4	48,4	11,40	0,30
5	15,6	3,2	4,2	77,0	46,8	37,1	16,1	—	19,6	4,9	91,3	6,5	0,2
6	12,6	2,0	3,8	81,6	22,4	67,3	10,3	—	36,0	6,3	70,0	10,3	0,2
7	14,8	0,4	2,8	82,0	48,9	39,5	11,6	—	34,0	37,0	57,5	4,7	0,1
8	14,00	1,70	2,30	82,00	—	85,30	14,70	—	34,30	8,20	62,60	17,60	0,10

ями. Выделены три разновидности гранитов, пространственно разобщенные: граниты с макроскопической полосчатостью (северные склоны Безымянного хребта); граниты со слабо выраженной полосчатостью или гнейсовидностью (южные склоны Безымянного хребта) и гнейсовидные граниты или гнейсограниты, распространенные в междуречье Катангар — Унго.

По макротекстурным признакам все эти образования могут быть названы гнейсо-гранитами. Все разновидности анатектических гранитов имеют весьма существенные черты сходства: постепенный переход к гнейсам, сохранение ненарушенных складчатых структурных форм субстрата, расщипываемых по гнейсовидности или полосчатости, макроскопическое сходство и, наконец, сходство микроструктур, минералогического и химического составов. Структура пород гранобластовая, у гнейсо-гранитов лепидогранобластовая. Реже отмечались бластогранитовая и пойкилитовая микроструктуры. Текстуры преобладают массивные, в гнейсо-гранитах — параллельные.

Минералогический состав анатектических гранитов (в %), определенный на интеграционном столике, приведен в табл. 6.

Таблица 6

№ п/п	№ образца	Плагиоклаз		Кварц	Калиевый полевой шпат	Биотит	Длина линии измерения, мм
		№	содержание				
1	8002	11—12	58,6	13,8	20,2	7,4	167
2	8004	5—6	51,3	16,0	26,0	6,7	123
3	3235	10	31,7	21,1	41,5	5,7	163
4	10024	15	47,2	43,5	—	9,4	134
	Среднее	10,5	47,2	23,6	21,9	7,3	—

Помимо этого, отмечены апатит, циркон, рудный минерал, ортит.

Петрографические характеристики анатектических гранитов близки к таковым гранитов Малханского хребта. Однако анатектические граниты отличаются меньшей выдержанностью состава и большим содержанием темноцветных минералов. Содержание щелочей в них повышено, но преобладание натрия установлено не везде. Породы варьируют от нормальных до пересыщенных алюминием.

Теневые мигматиты. Мигматиты очень широко распространены на территории Безымянного хребта. По северному его склону они протягиваются неширокой полосой (до 6—10 км) от бассейна р. Катангар, на западе, до р. Толбага на востоке, далее эта полоса раздваивается и тянется до восточной рамки

листа. Пространственно мигматиты всегда занимают положение между гранитами и гнейсами, образуя постепенные переходы как к тем, так и другим. Мигматиты выглядят как средне-мелкозернистые гнейсовидные породы гранитного состава с массой пластовых реликтовых тел гнейса и ясной полосчатостью. Нередко в них отмечаются порфиробласты полевых шпатов, которые обтекаются гнейсовидной массой.

Гнейсовидность, полосчатость и реликтовые пластовые тела гнейсов ориентированы строго закономерно, согласно с общим простиранием пликвативных структур.

При значительном разнообразии макроскопического облика пород, по микроструктурным признакам и составу они обладают значительной выдержанностью. Микроскопически это типичные мигматиты с гранобластовыми, бластокатакlastическими и порфиробластовыми структурами. Текстуры параллельные. Их состав определяется на интеграционном столике. В число пересчитанных шлифов попали как образцы гранитных пород, так и реликты субстрата. Данные подсчета (в %) сведены в табл. 7.

Таблица 7

№ п/п	№ образца	Порода	Плагиоклаз		Кварц	Калиевый полевой шпат	Биотит	Длина линии измерения, мм
			№	содержание				
1	3293	Гнейс	—	16,7	30,8	50,1	2,4	323
2	3293-а	"	—	37,5	17,5	39,7	5,3	254
3	3403	"	—	23,7	26,3	42,2	7,3	349
4	3253	Гнейсо-гранит	18	15,9	30,0	41,1	12,9	197
5	8342-б	То же	18	37,0	26,1	30,9	6,0	354
6	3270	" "	5—6	29,2	18,0	43,4	9,4	152
7	8135	" "	5—6	14,7	33,5	51,1	0,7	172
	Среднее	" "	—	25,0	25,2	42,6	6,3	—

Кроме того, отмечались хлорит, эпидот, серицит, сфен, циркон, рудный минерал, гранат, апатит.

Лейкократовые граниты (γ_1C) в виде небольших массивов площадью от 10 до 30 км² выделены в верховьях рек Блудной, Среднего Бутунгара, р. Бухиной и по р. Ганькиной. Все они приурочены к зонам Малханского и Безымянного хребтов. В верховьях р. Блудной мелкозернистые граниты приурочены к центральной части массива, по рекам Средний Бутунгар и Бухина заключены среди массы анатектических гранитоидов, а по р. Ганькиной встречены среди каледонских гранитоидов.

Макроскопически это мелкозернистые до среднезернистых, массивные лейкократовые породы. Микроструктура их гипидиоморфнозернистая. Состав породы: кварц 25—35%, плагиоклаз

(№ 8—18) 30—37%, каликатровые полевые шпаты 25—35%, биотит до 5%, мусковит (по биотиту) 1%. Акцессорные — апатит. Вторичные: мусковит, хлорит, серицит, рудный.

В бассейне рч. Ганькиной описываемые породы прорывают каледонские гранитоиды, а в анатектические гранитоиды (бассейны рек Бухиной и Среднего Бутунгара) и граниты Малханского хребта в верховьях рч. Блудной они переходят постепенно. Более детально взаимоотношения с последней группой гранитоидов (рассматриваются нами как образования однообразные) изучались в верховьях р. Блудной. Здесь в шурфах наблюдалось прорывание среднезернистого гранита мелкозернистым гранитом с дымчатым кварцем. Контакт нерезкий. Постепенные переходы говорят об однообразности гранитов Малханского хребта и анатектических гранитов Безымянного хребта. Это же подчеркивается их пространственной связью.

В то же время, граниты с дымчатым кварцем отличались от вмещающих их пород большей мобильностью вещества (наличие нерезких контактов). Об этом свидетельствует также прорывание гранитами с дымчатым кварцем каледонских гранитоидов. Наличие гипидиоморфных микроструктур довольно достоверный признак кристаллизации породы из расплава. Таким образом, граниты с дымчатым кварцем мы представляем себе как разновидность гранитов варисского цикла, прошедшую стадию расплава и небольшого перемещения.

Дайки и жилы даурского комплекса

Гранодиориты и плагиограниты дают ясные рвущие контакты с гнейсами, мигматитами и гранитами, описанными выше. Отмечены они по р. Хилок в окрестностях с. Толбага, где образуют крупные дайки и жилы мощностью от 0,5 до 5 м и протяженностью до 600 м. Жилы пегматита (рС) и гранит-аплита, развитые в Безымянном и Цаган-Хуртейском хребтах, имеют отчетливые секущие контакты с вмещающими породами — варисскими гранитоидами и верхнепротерозойскими гнейсами.

Описанные варисские магматические породы (граниты) и мигматиты занимают не менее 40—45% площади листа. Столь широкое их развитие придает особую остроту вопросу о генезисе и возрасте этих пород.

Первые исследователи Б. А. Иванов, В. Н. Верещагин, П. И. Налетов, Е. П. Бессолицын (1933—1940 гг.) считали эти гранитоиды интрузивными нижнемезозойскими образованиями. В последующие годы (1954—1959 гг.) группа работников ВСЕГЕИ (Л. А. Козубова, А. Д. Щеглов) отнесли их к каледонскому тектоно-магматическому циклу. Авторы листа М-49-VIII в итоге геологосъемочных работ пришли к выводу, что мигматиты, анатектические граниты и граниты имеют верхнепалеозойский (варисский) возраст. При этом считается, что

ультраметагенные образования играют среди описанных пород значительную роль и что формирование первых протекало по схеме метаморфизм — магматизм. Возраст гранитоидов выявляется по следующим данным. Нижняя возрастная граница устанавливается на основании того, что рассматриваемые гранитоиды по рч. Зарголик (сразу за южной рамкой листа М-49-VIII) прорывают породы ортинкской свиты. Верхняя граница определяется налеганием триасовых эффузивов цаганхунтейской свиты на размытую поверхность гранитоидов (за северной рамкой листа, по рч. Закульта).

Определение абсолютного возраста гранитоидов проводилось неоднократно разными методами и в различных лабораториях. Биотит, взятый из мигматитов по реке Бурул-Толбага в Безымянном хребте, показал абсолютный возраст 182 млн. лет. Абсолютный возраст биотита из пегматоидных гранитов Цаган-Хуртейского хребта оказался равным 170 млн. лет*.

Определение, сделанное в тридцатых годах И. С. Стариком по хлориниту из пегматоидных гранитов Цаган-Хуртейского хребта, дало ту же цифру — 170 млн. лет. Граниты даурского комплекса, рвущие ортинкскую свиту на площади листов М-49-V, VI, показали абсолютный возраст 250, 180—185 и 199—201 млн. лет, т. е. дали результат, близкий к приведенным определениям. Из вышеуказанных данных видно, что описываемые гранитоиды попадают в интервал нижний карбон — триас. Анализ геологического материала смежных территорий позволяет считать эти отложения условно каменноугольными; лучше их отнести к варисскому возрасту.

ТРИАСОВО-ЮРСКИЕ ИНТРУЗИИ

Дайки гуджирского комплекса (γπ T—J)

Гранит-порфиры, реже кварцевые порфиры, сиенит-порфиры гуджирского комплекса распространены в верховьях р. Бом-Горхон в виде даек мощностью от 3 до 50 м, длиной до 500 м северо-восточного простирания. С ними связано редкометальное оруденение.

Гранит-порфиры имеют светло-желтую окраску. Структура их порфировая с микроаплитовой полнокристаллической основной массой. Последняя состоит из мелких изометричных зерен кварца (35—40%), калишпата (35—40%), плагиоклаза (25—30%), единичных чешуек биотита и зерен рудного минерала. Порфировые выделения составляют 20—30% от общей массы породы и представлены зернами кварца, калишпата, плагиоклаза.

*. Определения производились в лаборатории Читинского ГУ аналитиком М. А. Демехиной. Анализ № 2776, коллекция В. И. Сизых, 1960 г.

Кварцевые порфиры — серые породы с криптокристаллической основной массой и вкрапленниками ортоклаза, плагиоклаза и кварца. Последние находятся в равных количественных соотношениях. Основная масса составляет 80% от общего объема породы; содержит мелкие разрозненные псевдосферолиты и единичные зерна рудного минерала.

Сиенит-порфиры также обладают порфировой структурой с пойкилитовой, местами ортофировой структурой основной массы, которая составляет 60% от общего объема породы и состоит на 40% из микролитов ортоклаза. Пространство между микролитами заполнено криптокристаллическим кварц-полевошпатовым базисом. Порфировые вкрапленники представлены в основном ортоклазом.

Вышеописанные породы относятся к триасу — нижней юре на том основании, что сиенит-порфиры прорывают триасовые эффузивы кислого состава (сразу у северной рамки листа М-49-VIII, по рч. Закульта) и встречаются в гальке пород гусинозерской серии.

ТЕКТОНИКА

На рассматриваемой территории можно выделить четыре структурных яруса, которым соответствуют определенные тектоно-магматические циклы.

Первый — нижний ярус сложен смятыми в сложные складки образованиями верхнепротерозойского кристаллического комплекса, прорванного верхнепротерозойскими гранитами и нижнепалеозойскими интрузиями габбро-диоритов и гранодиоритов.

Второй ярус представлен нижнекаменноугольными осадочно-эффузивными интенсивно дислоцированными отложениями и большими массивами варисских гранитоидов.

В строении третьего яруса участвуют заметно складчатые нижнемезозойские вулканогенные и осадочные образования и прорывающие их малые гипабиссальные интрузии, главным образом дайки.

Четвертый ярус образован верхнеюрскими — нижнемеловыми и кайнозойскими континентальными образованиями, неравномерно и в целом довольно слабо дислоцированными.

Структуры нижнего яруса в значительной степени переработаны последующими метаморфическими и складчатыми процессами. Тем не менее совокупность фактов свидетельствует о том, что сланцы и гнейсы верхнепротерозойского комплекса были смяты в сложные и часто изоклиналильные складки.

Структуры второго яруса, по мнению авторов, имеют главное значение в общей структуре района. Они зафиксированы как в дислокациях осадочной толщи нижнекаменноугольного возраста, так и в больших массивах варисских гранитоидов.

В пределах Безымянного хребта обнажена крупная анти-

клиналь с размахом крыльев до 30 км. Она простирается на северо-восток от верховьев рч. Катархан к восточной границе листа и далее уходит за его рамку. Антиклиналь отчетливо реконструируется по замерам элементов залегания первичной гнейсовидности и полосчатости в гранитах и мигматитах и менее отчетливо — по расположению различных типов слоисто-кристаллических пород. Шарнир антиклинали в рамках листа заметно погружается и воздымается. Его воздымание происходит в бассейнах речек Тырбыхен, Итырга, Кусотка, начинаясь в бассейне рч. Дунде-Толбага. В юго-западном направлении от рч. Дунде-Толбага шарнир погружается (бассейн рч. Зугмара, верховье рч. Катангар), что видно по элементам залегания протерозойских метаморфических пород. Далее шарнир антиклинальной структуры раздваивается: одна ветвь уходит в западном направлении, другая — в юго-западном. Обе они срезаются разломами. В юго-западной ветви максимум воздымания шарнира отмечается по рч. Катархан. Антиклинальная структура здесь также подтверждена элементами залегания полосчатости и гнейсовидности в гнейсовидных гранитах. Вся антиклинальная структура Безымянного хребта подчеркивается характерными положительными аномалиями второго порядка магнитного и гравитационного поля.

На крыльях антиклинали Безымянного хребта развита мелкая сложная складчатость. Гнейсовидность в теневых мигматитах и анатектических гранитах повторяет контуры складок. В тех местах, где процессы гранитизации проявились очень сильно по реликтам переработанных слоев, фиксируются лишь разрозненные складки, которые наблюдаются в виде теневых структур в гранитизированных породах. Наблюдаемые складки разнообразны и по размерам, и по форме: изоклиналильные, наклонные и лежащие.

Антиклинальная структура Малханского хребта выражена слабее. Она отчетливо реконструируется по элементам залегания только местами на соседних листах М-49-XIII и М-49-XIV (речки Выезжая, Короткова, Березовка) и по своему типу аналогична антиклинали Безымянного хребта. Малханская антиклиналь имеет простирание близкое к широтному (70—80°); ее шарнир протягивается несколько южнее водораздела Малханского хребта. На территории описываемого листа эта антиклиналь вырисовывается недостаточно четко, так как здесь почти не сохранились осадочно-метаморфические породы. Их выходы известны лишь в немногих местах. Например отложения ортинкской свиты, слагающие узкую полосу от рч. Шимбелик до рч. Большой, наклонены в сторону южных румбов. Точно такие же элементы залегания имеет гнейсовидность в гнейсовидных диоритах; таким образом здесь мы имеем дело с южным крылом антиклинали. Северное ее крыло почти совсем не вырисовывается.

В северо-западном углу листа в рассматриваемую территорию входит небольшая часть антиклинальной структуры хребта Цаган-Хунтей. По ее фрагментам видно, что по своему типу она близка к антиклинали Безымянного хребта и также обладает сложной внутренней складчатостью.

Из вышеописанных антиклинальных структур на аэромагнитной карте отчетливо выделяется антиклиналь Безымянного хребта (см. рисунок). Она характеризуется выдержанными положительными значениями поля ΔT , что обусловлено относительно магнитной однородностью структуры в аномальной полосе. Последнее, по-видимому, было обусловлено глубинным структурным перераспределением магнитных компонентов в ядре антиклинали.

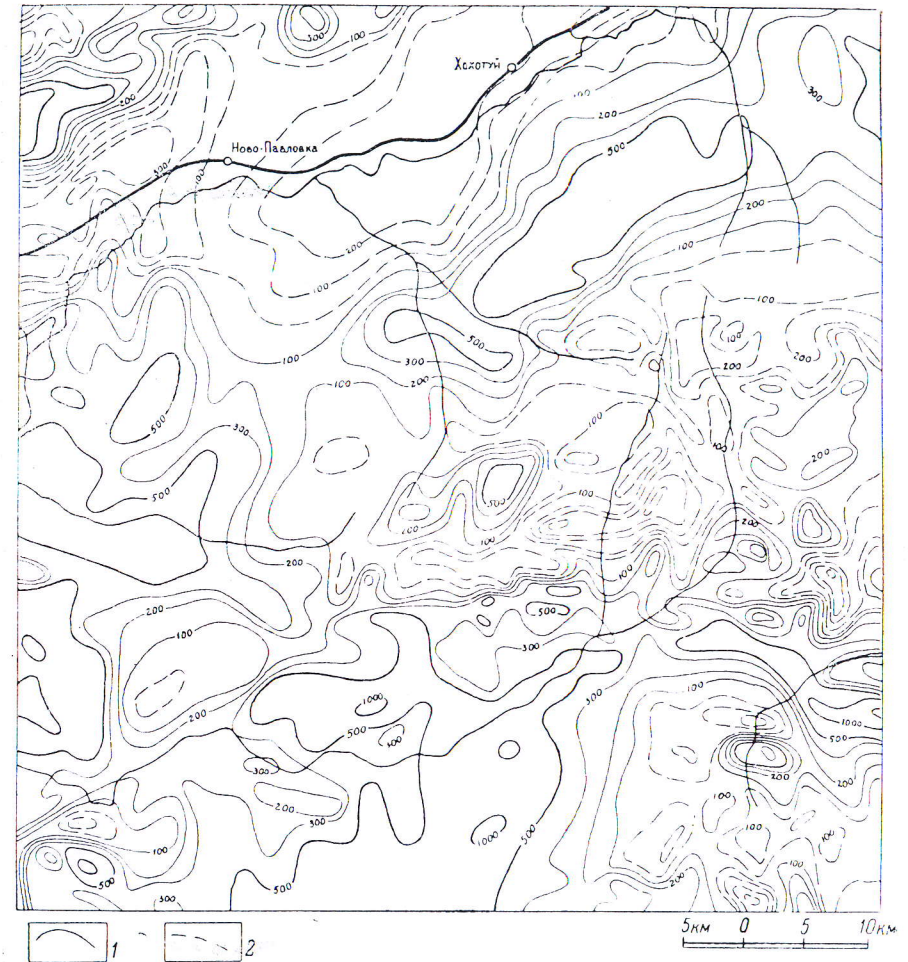
По обе стороны от положительной аномалии Безымянного хребта наблюдаются поля отрицательных значений ΔT . Они подчеркивают описываемую структуру, располагаясь пространственно на ее крыльях.

Антиклиналь Малханского хребта на аэромагнитной карте выражена слабее, чем вышеописанная. На весьма сложный характер магнитного поля в этой антиклинали значительное влияние оказало наличие здесь сильно магнитных пород диоритового состава и базальтов наряду с практически немагнитными варисскими гранитоидами. В восточной части ее устойчивое отрицательное поле как раз и соответствует варисским гранитоидам. Породы диоритового состава приурочены главным образом к крыльям антиклинальной структуры, где они характеризуются соответствующими положительными аномалиями.

Между двумя положительными аномалиями структур Безымянного и Малханского хребтов расположен минимум, который соответствует, по-видимому, синклинали. Подобное поле имеется и севернее Безымянного хребта, на р. Хилок. Забегая вперед скажем, что эти структуры были унаследованы мезозойскими. К таким минимумам оказались приурочены Бадинская, Тарбагатайская и Унгинская впадины. По аэромагнитным данным видно, что впадины являются наложенными структурами и в зависимости от того, какое вертикальное положение они занимают в основной складчатой структуре, можно судить и о степени сохранности толщ мезозойских пород во впадинах.

Описанные крупные структуры мы относим ко второму ярусу и считаем, что они были сформированы в последние этапы варисского тектогенеза. Однако при доказательстве этого приходится сталкиваться с известными затруднениями. Главное — отсутствие больших площадей среднепалеозойских осадочных отложений. По отдельным выходам пород ортинкской свиты можно считать, что они слагают лишь фрагменты антиклинальной структуры Малханского хребта. С другой стороны, видно, что ядра антиклинальных структур сложены гранитои-

дами. Определения абсолютного возраста теневого мигматитов и гранитоидов по биотиту дали одни и те же цифры порядка 170—190 млн. лет. Следовательно, ультраметаморфические про-



Аэромагнитная карта
Интенсивность поля ΔT (в гаммах): 1 — положительная; 2 — отрицательная

цессы по времени совпадали с формированием варисских гранитоидов. И то, и другое, по-видимому, было обусловлено мощным складкообразованием при варисском тектогенезе.

Положение структур второго яруса в значительной мере предопределило положение и развитие мезо-кайнозойских структур.

Четвертый структурный ярус образован в основном верхнеюрскими — нижнемеловыми пологоскладчатыми отложениями. Однако среди них отмечаются элементы нижнемезозойских структур, которые выражаются в том, что на территории листа имеются трещинные тела — дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров. К северу, за пределами территории листа, нижнемезозойские эффузивы распространены широко и формируют ряд структур, играющих значительную роль (третий структурный ярус).

Верхнеюрскими — нижнемеловыми отложениями выполнены Тарбагатайская, Бадинская и Унгинская впадины, обычно хорошо выраженные в рельефе. Наиболее крупной является Бадинская впадина, протягивающаяся в северо-восточном направлении от рч. Катангар до ст. Жипхеген. Ее северо-восточное замыкание находится за пределами листа. В поперечном сечении эта впадина представляет собой асимметричную синклиналь. В северо-западном борту впадины мезозойские осадочные отложения почти повсеместно налегают на поверхность размыта изверженных пород. Юго-восточный борт впадины на всем протяжении образован тектоническим контактом типа крутого надвига древних кристаллических пород на мезозойские с падением поверхности сместителя на ЮВ. Внутреннее строение впадины довольно сложное: ее фундамент и осадочный покров разбиты на отдельные части поперечными разрывными смещениями, которые образовали блоки, опущенные на различные глубины. Например, в районе с. Халярта оказался опущенным блок с угленосной мульдой. По данным ВЭЗ, глубина Халяртинской мульды составляет 500 м. Соседний же блок, расположенный к западу от Халяртинского, оказался поднятым и мощность мезозойских отложений здесь 200—300 м (водораздел рек Зугмара — Билчир — Тологой). В низовьях рч. Катангар в ее нижнем течении расположен другой опущенный блок. Здесь вырисовывается небольшая мульда, в центральной части которой выходят песчаники, алевролиты, аргиллиты. Величина прогиба на этом участке может быть оценена примерно в 500 м. К северо-востоку от Халяртинского блока также находится поднятый участок. Он прослежен приблизительно до рч. Кусотки. Далее к северо-востоку намечается новое погружение и за пределами листа расположена другая угленосная мульда (Буртуйское угольное месторождение).

Тарбагатайская впадина представляет собой грабен-синклиналь. По размерам она уступает Бадинской впадине. Длина ее около 20 км, ширина колеблется в пределах 6—8 км. На северо-западном крыле осадочные мезозойские породы стратиграфически нормально залегают на гранитоидах. По их геофизическим, а также частично и по геологическим данным здесь намечаются широтные разломы, простирающиеся под острым углом к контакту. С юго-востока впадина ограничена

надвигом, поверхность которого падает на юго-восток. С востока впадина ограничивается сбросом. Замыкание западной части впадины происходит сразу же за пределами изученной территории. В районе с. Кули имеется меридиональный сброс, по которому произошло поднятие западной части впадины.

В Тарбагатайской впадине выделяется две мульды: Тигнинско-Зугмарская и Кулевская, отличающиеся пологими углами падения слоев (10—20°). В Тигнинско-Зугмарской мульде выделены более мелкие самостоятельные прогибы: Зугмарский и неглубокий Тигнинский. Они выполнены угленосными отложениями. Максимальная амплитуда прогиба, по данным бурения, порядка 900—1000 м.

Кулевская мульда расположена в западной части впадины и разбита меридиональным сбросом на две части. Более детально в связи с добычей угля у с. Кули изучалась только ее западная, поднятая часть. С юга мульда срезана пологим надвигом.

В центральной части Тарбагатайской впадины имеется антиклинальный перегиб, разделяющий отмеченные выше мульды. Он хорошо виден в районе с. Тарбагатай, в структурной террасе. В самом перегибе находится островерхая антиклиналь, крылья которой падают в разные стороны под углом 80°, а затем, по мере удаления от осевой плоскости, выглаживаются до 30°. Азимут простираения осевой плоскости Тарбагатайской антиклинали примерно СЗ 330°.

Унгинская впадина ориентирована в северо-восточном, почти широтном направлении, достигает в длину 40 км, в ширину до 12 км; геоморфологически не выражена. Здесь широко распространены неогеновые базальты, перекрывающие мезозойские отложения. Внутренняя структура впадины недостаточна ясна, но можно предположить, что в начальной стадии развития она представляла собой прогиб, который в дальнейшем был почти со всех сторон ограничен тектоническими разломами, затронувшими как породы кристаллического обрамления, так и мезозойские отложения.

Между впадинами Бадинской и Унгинской, а также между Унгинской и Чикойской (к югу от рамки листа) имеются соответствующие поднятия, которые удобнее всего называть глыбовыми антиклиналями (Иванов, 1949). С этими поднятиями совпадают хребты Безымянный и Малханский.

Разрывные нарушения на площади листа весьма многочисленны и представлены различными типами. К наиболее древним из них мы относим тектонические смещения, проходящие по южному склону Малханского хребта. Характер тектонитов в них говорит о том, что они образовались в условиях сжатия, т. е. надвига. Поверхность последнего падает на юг под углом 20—30°. Аллохтон состоит из нескольких чешуй, имеющих пере-

мещение — первые сотни метров. По рч. Шимбелик между такими чешуями зажаты слои ортинкской свиты. О возрасте надвига можно высказать предположение, что он доверхнеюрский, так как находится на продолжении надвига, обрамляющего северный борт Чикойской впадины и перекрытого верхнеюрскими — нижнемеловыми отложениями. Следующим главным доверхнеюрским разрывным нарушением на территории листа является сброс, проходящий по водоразделу рек Мышетая — Зун-Тигня. Его простирание СВ 40—50°. Сброс фиксирован катаклазитами, а также замечен при электропрофилеировании. В вершине рч. Бом-Горхон вблизи него тянутся дайки гранит-порфиоров, кварцевых порфиоров и кварцевые жилы с вольфрамитом. Все они имеют то же простирание, что и сброс. Катаклаз жильного кварца свидетельствует о том, что подвижки по сбросу продолжались и в послерудный период. О нижнемезозойском возрасте сброса можно судить по тому факту, что гранит-порфиры и сиенит-порфиры, которые использовали трещины сброса в качестве проводника, имеются в гальке отложений гузиноозерской серии.

Посленижнемеловые разрывные нарушения оказали значительное влияние на структуру и морфологию впадин. Наиболее крупный разлом проходит по южному борту Бадинской впадины, непрерывно прослеживаясь по катаклазитами. В среднем течении рч. Билчир-Тологой установлено, что сместитель падает на юг под углом 80°.

По южному борту Тарбагатайской впадины также был выявлен тектонический контакт типа надвига с падением на юг.

Разлом, проходящий в широтном простирании по южному борту Унгинской впадины, наземными исследованиями обнаружен лишь на выходах из-под базальтов — на востоке, в междуречье Блудной — Мултун и на западе, по рч. Нижний Бутунгар. По-видимому, этот разлом послужил каналом для базальтовых лав.

Меридиональные разломы на площади листа являются более молодыми (часть из них посленеогеновые, так как пересекают базальты) по отношению к широтным и относятся к категории сбросов. Последние разбили некоторые части впадин на отдельные блоки. Наиболее значительные меридиональные сбросы отмечены в Бадинской впадине между реками Зун-Толбага и Итырга, а также в обоих бортах Тарбагатайской впадины. Подвижки по сбросам привели к значительной перестройке первоначальной внутренней структуры впадин. Амплитуду перемещения установить трудно, но в некоторых случаях можно считать, что она была не менее 500 м (для сброса в восточном борту Тарбагатайской впадины). К тому же типу относятся разломы, зафиксированные по рч. Туглуй, по правобережью рч. Ромаха и у западной рамки листа от рч. Тарбагатай до рч. Катангар.

Не ясны по возрасту разломы северо-восточного простирания. Два из них зафиксированы в бассейне рч. Дюлюн, на водоразделе рек Бухиной, Матвеевки, Харганат, по катаклазированным породам и зеркалам скольжения. В пределах хребта Безымянного в бассейнах рек Итырга-Тырбыхен имеется целая серия кулисообразных разломов северо-западного простирания. Возраст их также неясен. Как правило, они расположены в долинах крупных притоков р. Хилок и хорошо выделяются на аэрофотоснимках.

Анализ трещиноватости всех пород показывает, что в пределах листа развиты системы трещин северо-западного и северо-восточного простираний. Трещины северо-западного простирания обычно совпадают с направлением гнейсовидности и, как правило, хорошо выдержаны.

Остановимся на основных этапах развития тектонического развития территории.

В верхнем протерозое господствовал типичный геосинклинальный режим. В обширных прогибах накапливались кластические отложения с прослоями карбонатного, глинистого и мергелистого материала. В это же время осуществлялось излияние основных и кислых лав. В конце верхнего протерозоя произошла дислокация и внедрение гранитов.

В нижнепалеозойское время внедрились габбровая и гранодиоритовая интрузии. В среднем палеозое основной геосинклинальный прогиб располагался южнее р. Чикой, где формировались в основном терригенные толщи большой мощности. В пределах современных Малханского и южной части Яблонового хребтов также происходило отложение среднепалеозойских осадков, но здесь господствовали другие фации — прибрежные терригенно-эффузивные с относительно малыми мощностями осадков. По-видимому, это было обусловлено различной тектонической позицией двух названных областей: район Малханского хребта развивался по геоантиклинальному, а территория, расположенная южнее — по геосинклинальному типу.

В конце варисского тектогенеза широко проявились процессы ультраметаморфизма, которые, будучи палеогенными на верхнепротерозойские гнейсы, привели к мигматизации и анатексису последних. Эти образования широко развиты в хребте Безымянном. После завершения складкообразовательных процессов описываемый район перешел в полуплатформенную стадию развития.

Геотектонические различия, существовавшие в среднем палеозое на месте современного Малханского хребта и левобережья р. Чикой, в дальнейшем усилились тем, что в районе современной долины р. Чикой в верхнем палеозое — нижнем мезозое произошли крупные вертикальные смещения, которые привели к одному уровню образования двух структурных ярусов (первого и второго) одной и той же складчатой зоны.

В нижнем мезозое активность разломов содействовала эффузивной деятельности и формированию трещинных интрузий лейкократовых и щелочных гранитов, сиенит-порфиров и гранит-порфиров, широко развитых к северо-востоку от территории описываемого листа.

В середине мезозоя описываемый район подвергся поверхностной складчатости (короблению фундамента). Начиная с юры, происходит формирование межгорных впадин, продолжавшееся до нижнего мела включительно и активизировались разломы по краям депрессий, о чем свидетельствуют излияния базальтов, синхронные нижнемеловым отложениям в Бадинской впадине. После длительного перерыва имела место новая активизация тектонических движений и эффузий (в неогене и начале четвертичного периода). В итоге сформировалась сильно расчлененная горная страна с межгорными впадинами, заключающими небольшие озерные водоемы. Остатки «мамонтовой фауны», найденные в четвертичных суглинках, говорят о том, что рассматриваемый район пережил ледниковую эпоху, палеогеография которой остается, однако, неясной.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На закартированной площади выделяются следующие генетические типы рельефа: эрозионно-тектонический и денудационный рельеф горных хребтов (сюда относятся два морфологических подтипа — среднегорный пологосклонный и среднегорный крутосклонный) и денудационно-аккумулятивный и эрозионный рельеф депрессий, (низкогорный денудационный реликтовый; увалисто-холмистый эрозионно-денудационный; тип куэст или слабо наклонного плато; эрозионно-аккумулятивный слабо-волнистый, а также эрозионно-аккумулятивный и аккумулятивный тип речных террас).

Характерной общей особенностью рельефа является его подчиненность геологическим структурам.

Эрозионно-тектонический и денудационный рельеф развит в пределах горных хребтов, гипсометрически образуя третий, наиболее высокий ярус. Он соответствует глыбовым антиклиналям и приурочен к кристаллическим образованиям. Максимальные абсолютные высоты здесь достигают 1400—1600 м (хребты Малханский и Безымянный). Наибольшая высота в районе горы Кусотуй 1680 м. Минимальные высоты составляют 800—900, амплитуда колебания высот 600—700 м. Среднее превышение гребней возвышенностей над долинами 250—350 м. Крутизна склонов в среднем 15—25°, местами 35—45°.

Почти повсюду заметна слабая асимметрия склонов: склоны южной экспозиции и правые склоны долин круче своих антиподов. Гребни водоразделов, как правило, платообразны, а при-

легающие к ним склоны пологие. Профиль гребней плавный. Долины узкие, V-образные, крутосклонные, реже (в низовьях рек) — трапецевидные. Уклон дна пологий в низовьях и крутой в верховьях.

Среднегорный пологосклонный рельеф. Рельеф этого типа выделен в вершинных частях южных склонов хребтов Цаган-Хуртейского и Безымянного и на небольших площадях на южных и северных склонах Малханского хребта, также вблизи гребня.

Характерные особенности рельефа этого типа: плавность эрозионной кривой долин, пологие выпукло-вогнутые склоны, лоткообразные поперечные профили долин. Связь этих черт рельефа преимущественно с южными склонами создает асимметрию хребтов: при примерно равной длине северных и южных склонов, первые в общих чертах выпуклые, с глубокими врезами долин, сильно расчлененные; вторые — прямые с небольшим врезом, менее расчлененные. Отсутствие молодых скальных форм и плавность эрозионных кривых свидетельствуют о сравнительно малой активности рельефообразующих процессов.

Среднегорный крутосклонный рельеф. Основным рельефообразующим агентом здесь является речная эрозия. Характерные особенности рельефа — резкая расчлененность, крутосклонность, узкие водоразделы. Южные склоны круче северных. Большинство скальных выходов приурочено к подножьям южных склонов.

Некоторым своеобразием отличается рельеф в низовьях речек Тайгина, Матвеевки, Ганькиной и Глубокого. При небольшом врезе долин здесь бросается в глаза кругизна склонов, что можно объяснить недавним энергичным врезанием, вызванным быстрым поднятием участка при небольшой амплитуде поднятия.

Денудационно-аккумулятивный и эрозионный рельеф развит в пределах депрессий, соответствующих глыбовым синклиналям, и составляет второй и первый гипсометрические ярусы.

Абсолютные отметки колеблются здесь от 700 до 1300 м. Разница высот достигает 150—200 м. Крутизна склонов 5—10°, 25—35°. Долины имеют пологий наклон и трапецевидный поперечный профиль. Субстрат различный: кристаллические породы, сцементированные и рыхлые осадочные породы. Поскольку их сопротивляемость эрозии и денудации различна, характер субстрата оказывает главное влияние на мезорельеф.

Низкогорный денудационный реликтовый рельеф. Этот рельеф развит на кристаллических породах в окраинах депрессий. Отличается незначительным врезом долин и небольшими абсолютными отметками. Общий облик рельефа аналогичен таковому на юрско-меловых отложениях. Мы склоны рассмат-

ривать этот рельеф, как доюрский денудационный, освобожденный из-под осадочного покрова и подвергающийся ныне энергичной эрозии.

Увалисто-холмистый эрозионно-денудационный рельеф. Этот рельеф развит на осадочных сцементированных породах юрско-мелового возраста, характеризуется мягкими формами и небольшой глубиной эрозионного вреза.

Формирование этого рельефа проходило в условиях общего поднятия при асимметричном движении блоков: северные их крылья при поднятии значительно опережали южные. Следствием этих движений явился смыв юрско-меловых отложений на северных крыльях блоков. Возраст рельефа в главных чертах нижнемеловой, в деталях — четвертичный.

Тип куэст или слабо наклонного плато. Распространен на пластовых телах базальтов и долеритов. Бронирующие свойства этих пород обусловили пологонаклонные или горизонтальные поверхности водоразделов и крутые склоны, обращенные к долинам. Моноклинальное залегание лавовых покровов обусловило куэстовый облик рельефа.

Эрозионно-аккумулятивный слабо волнистый рельеф. Облик этого рельефа определен характером субстрата, которым являются рыхлые покровные породы, датируемые по остаткам шерстистого носорога, как верхнечетвертичные. Рельеф слабо-волнистый, пологосклонный, с весьма незначительным врезом долин. Последние имеют широкий лоткообразный поперечный профиль. Гипсометрически этот рельеф относится к первому, самому нижнему ярусу. Он формировался в условиях медленного незначительного поднятия.

Возраст рельефа — послеверхнечетвертичный (современный).

Эрозионно-аккумулятивный и аккумулятивный рельеф речных террас и пойм. Наиболее широко этот рельеф развит в пределах депрессий, где господствуют ровные, почти горизонтальные поверхности. Субстрат — рыхлый аллювий. Высокая пойма имеет высоту 0,5—2,5 м и ровную, изобилующую старичьями, поверхность; занимает обширные площади. Комплекс террас высотой 5—25 м сохранился в виде фрагментов по долинам наиболее крупных рек Хилку, Унго, Нижнему Бутунгару, Зарголику. Они цокольные и аккумулятивные, обладают ровной слабоклонной поверхностью. Речная долинная сеть перистого типа. Оперяющие долины первого и второго порядка составлены короткими, прямолинейными отрезками. Эта особенность долинной сети свидетельствует об ее эрозионно-тектоническом генезисе, о контроле направлений эрозии трещиноватостью и дизъюнктивами.

Долина р. Хилок представляет собой ряд четкообразно расположенных обширных расширений тектонического генезиса

(Тарбагатайская и Бадинская впадины), связанные отрезками эрозионного происхождения (эпигенетические участки), к последним можно отнести Толбагинский и Катангарский участки.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На исследованной площади находятся месторождения таких полезных ископаемых, как уголь, слюда, вольфрам, строительные материалы.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Бурый уголь

На площади листа давно известны Тарбагатайское и Халяртинское месторождения угля и Туморское углепроявление.

На Тарбагатайском месторождении, приуроченном к одноименной депрессии, выделен ряд угленосных участков, которые можно объединить в две группы: Тигнинско-Зугмарскую и Кулевскую. Эксплуатация угля ведется лишь на Зугмарском участке. Тигнинско-Зугмарская группа (№ 6). Угольные пласты здесь находятся в шебартуйском, зугмарском, тигнинском и верхнем угленосном горизонтах зугмарской свиты. Угольные пласты первых двух горизонтов маломощные и промышленного интереса не представляют. Мощность пластов тигнинского и верхнего угленосного горизонтов колеблется от 1 до 25 м. Угли типично клареновые, матовые до полублестящих, содержат штриховато-полосчатые включения витрена, сложнослоистые или массивные. Они характеризуются следующими данными, в %: зола (на сухое вещество) от 2,66 до 44,00, летучие (на горючую массу) от 25,12 до 49,6, сера (общая) от 0,61 до 3,64, углерод (на горючую массу) от 71,92 до 75,12, водород (на горючую массу) от 4,63 до 5,45. Теплотворная способность их составляет 3990 кал на рабочее топливо. Характер кокса порошковый и спекшийся.

Шахта «Тигня» законсервирована. В настоящее время открытым способом разрабатывается пласт Тигнинский на Зугмарском участке.

Кулевская группа (№ 18). В этой группе выделены три участка. На участке Кули I запасы угля в настоящее время исчерпаны. Поля Кули II и III сложены песчано-глинистыми отложениями кулевской свиты. В разрезе здесь выделены (вверх по стратиграфической вертикали) угольные пласты: «Южный», «Новый», «Малый» (сложный); «Тарбагатайский», «Верхний I» и «Верхний II» (нерабочий). Угли поля Кули II и III являются хорошим энергетическим топливом.

Разведанные запасы угля по Тарбагатайскому месторождению по категориям А+В+С₁ составляют 75 млн. т.

Халяртинское месторождение (№ 15) расположено в Бадинской депрессии, на правом берегу р. Бурун-Толбага. Здесь известны три угленосных горизонта преимущественно алевролитоглинистого состава зугмарской свиты: Халяртинский II (верхний), Халяртинский I и Волчинский.

Верхний пласт (Халяртинский II) почти полностью выработан, а нижележащий (Халяртинский I) ввиду малой мощности промышленного значения не имеет. Пласт Волчинский сложный, состоит из двух-трех пачек угля мощностью от 0,3 до 4,2 м. Он падает на восток под углом 7—10°, с глубиной выклинивается. По зональности и другим показателям эти угли аналогичны тарбагатайским, а по содержанию углерода приближаются к каменным. В настоящее время месторождение не эксплуатируется. Запасы угля по Халяртинскому месторождению составляют 1,5 млн. т.

Туморское углепроявление (№ 27) находится в небольшом распадке, в 2 км выше рч. Тумор (бассейн р. Унго). Уголь здесь встречен только в виде обломков в русле ключа, на отрезке 30—50 м от истока. По данным Е. П. Бессолицына, этот уголь содержит довольно много летучих веществ. Зольность 8,5, серы 0,53%.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Титановое рудопроявление представлено ильменитом и титаномagnetитом. Наибольшие концентрации ильменита при шлиховом опробовании аллювиальных отложений района были отмечены в нижнем течении рч. Средний Бутунгар (№ 25, 26) — от 1 до 5 кг/м³. Кроме него, имеются концентрации магнетита от 1 до 2 кг/м³ и циркона от 0,1 до 0,2 кг/м³. Несколько меньшие концентрации (до 2 кг/м³) ильменита встречены по р. Верхний Мултун (№ 20). Обогащение рыхлых отложений ильменита произошло за счет разрушения базальтов и диоритов.

Химический анализ проб, взятых из габбро-диоритов г. Сыбыкен, показал содержание окиси железа до 12%, окиси титана 1,5%, хрома 0,5%.

Цветные металлы

Проявление никеля (№ 29) отмечено в левом борту рч. Гондуновой, левому притоку р. Унго. Здесь в габбро-диоритовых породах спектральным анализом установлено содержание никеля до 0,03% при среднем содержании 0,001%. В одной пробе обнаружено 0,01% сурьмы.

Кобальт (№ 28) по данным металлометрии, образует устойчивый локальный ореол по рч. Гондуновой. Содержание его в пробах 0,001%. Пространственно он приурочен к габбро-вому массиву.

Благородные металлы

Золото. Рудопроявление золота расположено в 6 км выше устья р. Зугмара (№ 19), на ее правом берегу. Этот участок сложен сильно трещиноватыми и измененными (катаклазированными, карбонатизированными, окварцованными) породами гранодиоритового состава. Измененные породы пронизаны многочисленными тонкими кварц-карбонатными прожилками. Имеются также жилы с видимой мощностью от 1 до 3 м. Канавками вскрыты две жилы, одна СВ, другая СВ простирания. Элементы залегания и мощности не установлены, но ясно, что жилы имеют неправильную форму и изменчивую мощность. Бороздовые пробы, отобранные из кварц-карбонатных жил, показали содержание золота до 0,3 г/т и серебра до 2,4 г/т. Несмотря на такие низкие содержания, рудопроявление заслуживает внимания, так как находится в благоприятной структурной обстановке — зоне разлома, расположенной в борту мезозойской впадины.

В отдельных шлиховых пробах в бассейне среднего течения р. Унго отмечены единичные чешуйки золота. Здесь «Чикой-золоторазведкой» (Читинский совнархоз) произведены разведочные работы по рекам Нижнему Бутунгару, Харганату, Большаковке, Гондуновой, а также по р. Унго, около устья р. Нижний Бутунгар и выше. Обнаруженные небольшие содержания золота в аллювиальных отложениях признаны промышленными. Наибольшие концентрации золота были при этом выявлены по р. Нижний Бутунгар в 1 км ниже устья р. Харганат, в устье р. Харганат и в устье р. Ромаха. Так, р. Нижний Бутунгар содержание золота составляло от 3 мг до 137 мг на 1 м³ (породы). Золотоносный горизонт имеет мощность около 1 м и располагается у самого плотика.

Редкие металлы

Вольфрам. Бом-Горхонское месторождение вольфрама (№ 10), открытое в процессе геологосъемочных работ 1960 г., расположено в 20 км на СВ 20° от ст. Новопавловка в вершине рч. Бом-Горхон. Район месторождения сложен главным образом варисскими неравномернозернистыми пегматоидными гранитами. В них находятся дайковые тела мезозойского возраста: гранит-порфиры, кварцевые порфиры. С ними парагенетически, по-видимому, связано месторождение вольфрама.

Свалы кварца и грейзена (№ 9, 11) распространены на площади 10 км² в виде полосы СВ простирания, которая уходит за пределы территории листа. Существенное значение в пространственном размещении кварцевых жил и грейзеновых зон имели разрывные нарушения СВ простирания. Предваритель-

ными разведочными работами на месторождении вскрыто шесть кварцевых жил. Все жилы оказались вольфрамсодержащими. Наиболее хорошо изучены из них три.

Жила № 1 расположена в водораздельной части речек Бом-Горхон и Мышетая, в районе высоты с абсолютной отметкой 1303 м. Кварцевая жила прослежена канавами на расстояние 860 м; средняя мощность ее 0,87 м. Падение ее на юго-восток от 130° до 160° под углом 20—35°. Содержание в ней трехокси вольфрама, по данным борозвых проб, колеблется от 0,08 до 11,0%, среднее содержание 1,2%.

Жила № 2 расположена юго-западнее жилы № 1. Прослежена она канавами на 520 м, средняя мощность ее 1,0 м. Падение жилы на юг, юго-восток под углом 24—36°. Среднее содержание трехокси вольфрама 1,47%.

Жила № 3 расположена севернее жилы № 1. Прослежена она на 100 м, средняя мощность ее 1,15 м. Падение жилы на северо-запад 330° под углом 20—22°. Среднее содержание трехокси вольфрама в породе 3,8%. Остальные кварцевые жилы вскрыты лишь единичными канавами.

По данным химических анализов, кроме вольфрама, в кварцевых жилах присутствуют олово от 0,001 до 0,26%, молибден от 0,002 до 0,07% и висмут от 0,02 до 0,81%.

Тип рудопоявления по парагенезису основных минералов относится к высокотемпературной формации: кварц-вольфрамитовой. Распределение вольфрамита и гюбнерита в жильной массе редкогнездовое. Гнезда достигают в поперечном сечении 5—15 см. Из второстепенных рудных минералов в незначительных количествах наблюдается молибден, пирит, висмутин и реже галенит.

Околорудные изменения выражаются в грейзенизации вмещающих пород до 0,2—0,6 м. Иногда грейзены встречаются в виде самостоятельных полей. Спектральным и химическим анализом установлены следующие практически интересные содержания в грейзенах: олова 0,001—0,65%, молибдена 0,001—0,15%, висмута 0,001—1%, бериллия до 0,1% (№ 9, 11).

Прогнозные запасы трехокси вольфрама на Бом-Горхонском месторождении оцениваются в 15—19 тыс. т.

По данным металлометрического опробования, в междуречье Мышетая—Бом-Горхон отмечен устойчивый ореол (№ 12) вольфрама с содержанием 0,001%. Кроме него, в таких же содержаниях были отмечены олово, бериллий. В единичных пробах содержание вольфрама, молибдена, лития достигает 0,01%.

Поисковые работы по выявлению россыпей вольфрамита в аллювиальных отложениях этого района показали, что он находится в незначительных концентрациях. По рч. Мышетая до 137 г на 1 м³ породы. По рч. Бом-Горхон от 1 до 278 г на 1 м³ породы.

При точечном штучном опробовании на площади листа М-49-VIII установлено еще два мелких рудопоявления вольфрама в верховьях р. Тарабаган и Матвеевка. Пространственно эти рудопоявления приурочены к зонам разлома. Кварцевые жилы, грейзены и грейзенизированные породы здесь не обнаружены. Рудопоявления связаны непосредственно с катаклазированными порфиroidными гранитами. Спектральные пробы содержат 0,01—0,03% вольфрама. В гранитах наблюдаются кварцевые, кварц-магнетитовые прожилки и пустоты выщелачивания, а в последних — друзы высокотемпературного кварца и магнетита, а также охристые налеты.

Молибден. Небольшие по значениям (0,001%) ореолы молибдена были отмечены в междуречье Ромахи (№ 23), Харганата (№ 22) (меридиональная зона разлома).

Бериллий. Металлометрическим опробованием установлено, что бериллий образует небольшие ореолы рассеяния; содержание его 0,001% по речкам Ромаха (№ 24), Тугнуй (№ 21), Кул (№ 5), Шабартуй (№ 1). По рч. Кул отмечено в нескольких пробах наибольшее содержание бериллия — до 0,05%. Пегматит с рч. Укырка (№ 2), по данным спектрального анализа, содержит бериллия 0,03%, олова 0,003%.

Литий. Небольшой ореол рассеяния лития, по данным металлометрического опробования, был отмечен только в верховье р. Зарголик (№ 30); содержание лития от 0,01 до 0,03%.

Редкие земли. Металлометрическим опробованием делювия в верховьях р. Большая Речка (№ 32) установлено присутствие в рыхлых отложениях: селена — следы, лантана до 0,001%, тория — следы, ниобия до 0,005%, олова — следы.

Уран. В верховьях р. Большая речка (№ 31) металлометрическим опробованием выявлена радиоактивная аномалия. По данным бета-анализа содержание урана в пробах до 0,018%. Эманационной съемкой здесь в пониженной заболоченной части долины установлено несколько аномальных точек (от 50 до 260 эман). Радиогидрохимическая проба, взятая из этого участка, показала содержание урана $2,3 \times 10^{-6}$. Радиоактивная аномалия, по-видимому, здесь обусловлена тектонической зоной, из которой урансодержащие минералы выносятся трещинными водами, заражая современные отложения и поверхностные воды.

Висмут установлен в верховьях рч. Бом-Горхон и по правому борту рч. Зугмара (№ 8). Первое рудопоявление отмечено выше при описании Бом-Горхонского месторождения вольфрама. Рудопоявление по рч. Зугмара приурочено к катаклазированным мелко- и среднезернистым биотитовым гранитам, которые здесь сильно трещиноваты, карбонатизированы, окварцованы. В пробе обнаружено до 0,05% висмута.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Оптическое сырье

Исландский шпат. В верхнеюрско-нижнемеловых трахиандезито-базальтах по рч. Тырбыхен (№ 17) обнаружены миндалины со скорлуповатой кремнистой оболочкой, выполненные кристаллами кальцита. Размеры миндалин от 1 см до 1 м. Кристаллы кальцита обладают двулучепреломлением и имеют мутно-желтоватый и светло-желтоватый цвет. Здесь возможны скопления прозрачного кальцита-исландского шпата.

Слюда (мусковит)

Толбагинское месторождение слюды расположено в 0,5 км на север от ст. Толбага (№ 13). Район месторождения сложен верхнепротерозойскими биотитовыми гнейсами и сланцами, инъецированными варисскими гранитами. Слюда, представленная мусковитом, связана с пегматитовыми жилами, которые встречаются здесь по всей площади развития гнейсов и сланцев. Распределение слюды в жилах гнездовое, среднее содержание 22 кг на 1 м³ пегматита. Месторождение разрабатывалось (1933—1939 гг.) и затем было законсервировано ввиду незначительных его запасов ($A_2+B=106$ т, $C_1=61$ т), низкого насыщения и мелких размеров слюды (№ 7 и 8).

Гравий и галька

Тигнинское месторождение расположено в 1 км на ЮЗ от ст. Новопавловка, на первой надпойменной террасе р. Хилок, высота которой 1,0—1,5 м от уреза воды (№ 4). Площадь разведанного участка 20 га, мощность полезной толщи не менее 6 м, средняя мощность вскрыши составляет 0,5 м. Месторождение представлено в основном хорошо окатанным крупнозернистым аркозовым песком с большим количеством гальки. По качеству удовлетворяет техническим требованиям, предъявляемым к балластному сырью для железных дорог. Подсчитанные запасы по категории A_2+B составляют 5010 тыс. м³. В настоящее время месторождение эксплуатируется.

Тарбагатайское месторождение расположено в 2,5 км восточнее ст. Тарбагатай, на второй структурно-аккумулятивной террасе р. Хилок, высота ее 12—13 м от уреза воды (№ 7). Площадь участка 6,3 га, мощность полезной толщи 3,8 м. Средняя мощность вскрыши 1,1 м. Литологически месторождение представлено разнозернистым полимиктовым песком и гравием, которые залегают на размытой поверхности верхнеюрско-нижнемеловых песчаников и в свою очередь перекрываются делювиальными песками и суглинками. Разведанный материал удовлетворяет техническим условиям и относится к гравийно-песча-

ным балластам. Запасы по категориям A_2+B составляют 273 400 м³.

Толбагинское месторождение расположено южнее ст. Толбага, на второй надпойменной террасе левобережья р. Хилок, в приустьевой части рч. Толбага (№ 14). Площадь распространения песчано-гравийного материала около 60 га, средняя мощность 1,5 м, мощность вскрыши 0,3 м. Материал представлен среднезернистым песком с единичными включениями мелкого гравия и валунов. По данным предварительной разведки были получены запасы по категории C_1 порядка 900 000 м³. Основным географо-экономическим недостатком этого участка является то, что он отделен от железной дороги рекой Хилок.

Хохотуйское месторождение расположено в 400 м восточнее ст. Хохотуй на второй террасе р. Хилок, по правому ее берегу (№ 16). Площадь распространения 13—21 га, мощность полезной толщи 2 м, мощность вскрыши 1—2 м. Отложения представлены разнозернистым песком с гравием. Участок слабо изучен.

Жерновые и точильные камни

Месторождение находится на правобережье р. Хилок, ниже устья р. Тигня (№ 3). Здесь среди верхнемезозойских песчано-глинистых отложений выступает желтоватый разнозернистый песчаник с прослоями мелкогалечного конгломерата. Он используется как строительный и точильный камень, запасы не установлены.

На площади листа М-49-VIII можно наметить следующие перспективные участки для проведения детальных поисковых работ.

1. Уголь. В пределах мезозойских впадин наиболее перспективной является юго-западная часть Тарбагатайской впадины, которая представляет собой опущенный участок Кулевской мульды. По сравнению с полем Кули I угольные пласты здесь могут иметь большее площадное распространение. На Халартинском месторождении для прироста угольных запасов необходимо исследовать южную часть одноименной мульды. В юго-западной части Бадинской впадины предварительных оценочных работ заслуживает Катангарская мульда, так как здесь наряду с благоприятной структурой имеются угленосные фашии.

2. Вольфрам. В отношении вольфрамового оруденения перспективной является площадь верховий речек Бом-Горхон, Зун-Тигня, Мышетая, на которой ведутся поисковые работы, а также участок, расположенный непосредственно к северовостоку, за пределами территории листа. Кроме того, эта площадь представляет интерес для постановки поисковых работ на молибден.

3. Золото. Заслуживают внимания район правого склона рч. Зугмара, в приустьевой части, и низовье речек Ромаха, Тугнуй. Оба эти участка приурочены к тектоническим разломам, окаймляющим мезозойские впадины.

4. Редкоземельное оруденение. Перспективным в отношении редкоземельного оруденения является район верховья рч. Большая Речка.

5. Бериллий. Рекомендуются исследовать участки по речкам Кул, Шабартуй, а также в верховье рч. Бом-Горхон.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

По характеру водоносных комплексов в районе выделены следующие группы подземных вод: грунтовые воды рыхлых отложений и трещинные воды (пластово-трещинные воды мезозойских отложений и базальтов в межгорных впадинах и трещинные воды кристаллических пород).

Грунтовые воды рыхлых отложений. В эту группу объединены свободные гравитационные воды первого от поверхности земли водоупорного горизонта. Они формируются в рыхлых четвертичных отложениях (аллювиальных, делювиальных, элювиальных) и приповерхностной зоне коренных пород.

Питание грунтовых вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, речных вод, а также за счет подтока дренируемых трещинных вод из кристаллических пород. Лучше других изучены воды аллювиальных отложений. Они приурочены к галечным, гравийным и песчаным отложениям. Поскольку грунтовые воды этого типа непосредственно связаны с речными водами, их режим в значительной степени зависит от режима поверхностных водотоков. Амплитуда годового колебания уровня грунтовых вод р. Хилок составляет 1,2—2 м. В долине р. Хилок их удельный дебит порядка 1,0—1,4 л/сек. Мощность грунтовых вод р. Хилок составляет 12—15 м, для других рек она меняется от 4 до 8 м. Коэффициент фильтрации аллювия колеблется в пределах 94—170 м/сутки в среднем равен 131 м/сутки.

По своему химизму грунтовые воды рыхлых отложений мало отличаются от поверхностных вод. Первые стоят ближе к гидрокарбонатно-кальциевому типу, а вторые — к гидрокарбонатно-натриевому. Грунтовые воды пресные, мягкие, прозрачные, бесцветные, без запаха и вкуса. Пригодны для бытовых и технических нужд.

Трещинные воды распространены повсеместно. В пределах Бадинской, Гарбагатайской, Унгинской и Катангарской впадин выделяются пластово-трещинные воды мезозойских отложений и базальтов. За пределами межгорных впадин широко распространены трещинные воды кристаллических пород.

Пластово-трещинные воды мезозойских отложений и базальтов, выполняющих впадины. Режим и запасы этой подгруппы вод обусловлены специфическим характером расположения трещин в мезозойских отложениях и базальтах. В угленосных мульдах впадин выявлены отдельные взаимосвязанные водоносные напорные горизонты. Так, в Тигнинско-Зугмарской мульде выделено по данным бурения пять водоносных горизонтов.

1. Напорный водоносный горизонт, приуроченный к аркозовым песчаникам с глинистым цементом. Мощность 15—24 м. Коэффициент фильтрации 0,9 м/сутки; установившийся уровень 1,5—2,24 м. Удельный дебит в скважине 0,2 л/сек.

2. Напорный водоносный горизонт, приуроченный к песчаникам. Мощность 13—40 м. Установившийся уровень 1,37—3,20 м. Коэффициент фильтрации 4,8 м/сутки. Удельный дебит в скважине 0,3 л/сек.

3. Напорные воды, приуроченные к песчаникам, залегающим выше Тигнинского пласта угля. Мощность 20—60 м. Установившийся уровень 1,48—5,20 м. Коэффициент фильтрации 1,5 м/сутки. Удельный дебит в скважине 2 л/сек.

4. Напорные воды, приуроченные к Тигнинскому пласту угля и песчаникам, залегающим выше и ниже этого пласта. Мощность до 26 м. Установившийся уровень 1,64—4 м для Тигнинского участка и 2,5 м — для Зугмарского участка. Коэффициент фильтрации 5,5 м/сутки. Удельный дебит в скважине 0,4 л/сек.

5. Напорные воды, приуроченные к трещиноватому мелкозернистому песчанику, слагающему нижнюю часть угленосной свиты.

В Кулевской мульде, также по данным бурения, выделено четыре напорных водоносных горизонта, приуроченных к пластам угля и песчаника верхней угленосной свиты. Дебит при откачках в скважине составил 15,3—25,2 м³/сутки. Водоносность Бадинской впадины изучена слабо. Здесь в скважинах на глубине 50 м был вскрыт один водоносный горизонт с дебитом до 8—10 л/сек. В Унгинской впадине распространены пластово-трещинные воды базальтов. Водообильность этого комплекса, вероятно, не велика, об этом свидетельствует небольшой дебит источников. Так, нисходящие источники, вытекающие из базальтов в подошве склонов (в долине р. Верхний Мултон) имели дебит 0,5—1,5 л/сек. Область разгрузки соответствует глубоко врезанным речным долинам, дренирующим воды базальтов.

Типовой химический состав вод мезозойских отложений показывает, что они относятся к гидрокарбонатно-натриевому типу и частично к сульфатно-кальциевому. По физическим свойствам они не отличаются от грунтовых вод рыхлых отложений.

Трещинные воды кристаллических пород. Эти воды имеют наибольшее площадное распространение в районе и связаны

с региональной трещиноватостью пород. Их питание происходит главным образом за счет атмосферных осадков. Область разгрузки лежит преимущественно в долинах рек, глубоко врезанных и дренирующих трещинные воды. Дебит источников 0,1—3 л/сек. При бурении в Кулевской мульде было установлено, что трещинные воды приобретают напорный характер под мезозойскими отложениями, которые служат их водоупором. Дебит скважин, по данным откачек, составил 34—58 м³/сутки. Средний коэффициент фильтрации 0,214 м/сутки.

По химическому составу воды кристаллических пород являются преимущественно гидрокарбонатными, натриево-кальциевыми, мягкими ультрапресными. Потребности в воде при незначительном потреблении легко покрываются за счет поверхностных водотоков. При необходимости водоснабжение может базироваться на подземных водах любого комплекса. Многолетняя мерзлота в районе имеет островной характер. Мощность мерзлотного слоя до 5—7 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Верещагин В. Н. Геологические исследования в районе среднего течения р. Хилка. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. XXIV, 1937.
- Иванов Б. А. О возрасте угленосных отложений Забайкалья. «Сов. геология», сб. 11, 1940.
- Иванов Б. А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. ГУ, вып. 32, 1949.
- Колесников Ч. М., Конивец В. И. Геологические предпосылки к прогнозу угленосности Читинской области. Читинское книжн. изд.-во, 1958.
- Кормилицын В. С., Щеглов А. Д. Основные закономерности пространственного размещения эндогенных месторождений и перспективы развития минерально-сырьевой базы юго-восточного Забайкалья. Читинское книжн. изд.-во, 1958.
- Лучицкий И. В. Материалы по стратиграфии и тектонике Центрального Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1941.
- Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. Тр. Байкал. лимнолог. станции, XIX. Изд. АН СССР, М.-Л., 1961.
- Нагибина М. С. К вопросу о стратиграфии и возрасте континентальных верхнемезозойских отложений Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.
- Нагибина М. С. К вопросу о тектонике верхнемезозойских впадин Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1946.
- Нагибина М. С. и Лучицкий И. В. О структурном расчленении Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.
- Налетов П. И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 100 000, лист М-48 (Улан-Удэ). Объяснительная записка, Госгеолгиздат, 1944.
- Николаев Н. И. Некоторые вопросы учения о геосинклиналях. «Сов. геология», сб. 41, 1954.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 19. Изд. АН СССР, М.-Л., 1960.

Фондовая*

- Анисимов И. Л., Река А. Ф. Окончательный отчет по Петровск-Забайкальской геологопоисковой партии, 1940.
- Богданов В. В. Условия формирования и угленосность мезозойских отложений Тарбагатайской депрессии. Рукопись, 1961.
- Бессолицын Е. Н., Налетов П. И. Геологический очерк верхней части р. Унго (Западное Забайкалье). Отчет Угинской геологосъемочной партии ВСГУ за 1941 г.

* Хранится в фондах Читинского геологического управления.

Список материалов, использованных для составления карты
полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

Валицкая Н. С., Пресняков Е. А. Отчет о результатах геолого-экономической съемки в районе Петровского Завода летом 1934 г.

Верещагин В. Н. Сводный отчет по геологопоисковым работам в районе среднего течения р. Хилок и верховьев р. Туглуй с 1933 по 1935 г.

Говорухин Г. И. Геологический отчет о детальной разведке поля Кули II, Тарбагатайского месторождения с подсчетом запасов по состоянию на I/XII 1952 г.

Деньгин Ю. П. Объяснительная записка к рабочему варианту геологической карты листа М-48, 1954 г.

Дунаев А. Г., Ищенко В. С. Геологический отчет по участку Тигнинского разреза Тарбагатайского бурогоугольного месторождения (с подсчетом запасов на I/VIII-49 г.), 1949.

Дюик Н. И. Объяснительная записка к подсчету запасов угля на северной части Зугмарской мульды Тарбагатайского месторождения бурых углей, 1945.

Зак Ю. Л. Предварительный отчет Толбагинской поисковой партии на слюду за 1934 г.

Зак Ю. П. Отчет Толбагинской геологоразведочной партии на слюду за 1935 г.

Зуев Г. И. Предварительный отчет Толбагинской геологоразведочной партии за летний сезон 1935 г.

Иванов Б. А. Геология района среднего течения р. Хилок. Отчет о работах Халяртинской геологической партии, 1933.

Лучицкий И. В., Нагибина М. С., Евдохина А. Г., Геологопетрографический очерк части междуречья Хилок—Чикой—Ингода (Западное Забайкалье), 1940.

Максимов Б. А. Полевой отчет по геологической съемке Балягинской геологосъемочной партии, 1931.

Мизерный К. Е. Геологический отчет по результатам поисковой разведки участка Кули—Шабартуй Тарбагатайского бурогоугольного месторождения Читинской области с подсчетом запасов угля по состоянию на 1 июня 1956 г. Масштаб 1 : 25 000.

Мишарев Д. Г. Отчет геологопоисковой слюдяной партии за летний сезон 1931 г., 1932.

Поляков С. Н. Геологический отчет по поисковой разведке участка Кули II Тарбагатайского бурогоугольного месторождения, проведенной в 1951 г., 1952.

Сусленников В. В., Добин М. А. Отчет по аэромагнитным работам с т—аэромагнитометром в районе Центрального Забайкалья за 1956 г.

Фомин И. Н., Лашманов В. И. Геологическое строение бассейнов среднего течения р. Ингоды и верхнего течения р. Хилок (Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1 : 200 000, проведенных Хилокской ГСП в 1956—1957 гг.), 1957.

Щеглов А. Д. Материалы по металлогении Забайкальской горной страны и Заганского хребта (листы М-49-А, М-49-В), 1956 г.

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
1	Бутова Е. П., Карпов Н. Ф., Колесников Ч. М., Конивец В. И., Нефедьева Л. П.	Геология угольных месторождений Читинской области	1959	Фонды Читинского геологического управления № 9379
2	Говорухин Г. П.	Геологический отчет по предварительной разведке Халяртинского месторождения, проведенной в 1948—49 гг.	1949	То же № 5898
3	Качин Л. В.	Отчет о геологопоисковых работах на балластные и каменные материалы на территории 1-й и 3-й дистанции Забайк. ж. д.	1945	То же, № 5647
4	Мизерный К. Е.	Геологический отчет по результатам поисковой разведки участка Кули—Шабартуй Тарбагатайского бурогоугольного месторождения Читинской области с подсчетом запасов угля по состоянию на 1 июня 1956 г. Масштаб 1 : 25 000	1956	То же, № 8088
5	Минеев Ю. М.	Отчет о разведке Тарбагатайского гравийно-песчаного месторождения Забайкальской ж. д.	1945	Фонды Читинского геологического управления, № 5649
6	Мошонкина Е. И.	Пояснительная записка к детальной разведке песчаного месторождения 692 км, ст. Тигня Забайкальской ж. д.	1945	То же, № 1243
7	Некрасов Н. И.	Точильные и жерновые камни Забайкальского района Якутии	1926	То же, № 3078
8	Сизых В. И., Егоров О. Н., Скалкин А. Ф., Попов М. П.	Отчет Новопавловской партии по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1958—1960 гг. на территории листа М-49-VIII	1961	То же, № 9839

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Список промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-49-VIII 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)
------------	------------------------	--	------------------------	---	--

Горючие ископаемые

Бурый уголь

18	II-1	Кулевское	Не эксплуатируется	К	1, 4, 8
6	I-1	Тигнинско-Зугмарское	Эксплуатируется	К	1, 4, 8
15	I-2	Халяртинское	Не эксплуатируется	К	1, 2, 8

Металлические ископаемые

Редкие металлы

Вольфрам

10	I-2	Бом-Горхонское	Разведется	К	8
----	-----	----------------	------------	---	---

Неметаллические ископаемые

Слюда (мусковит)

13	I-2	Толбагинское	Законсервировано	К	8
----	-----	--------------	------------------	---	---

Строительные материалы

Гравий и галька

4	I-1	Тигнинское	Эксплуатируется	Р	6, 8
7	I-1	Тарбагатайское	Не эксплуатируется	Р	5, 8
14	I-2	Толбагинское	То же	Р	3, 8
16	I-3	Хохотуйское	Р	7, 8

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Список непромышленных месторождений, показанных на листе М-49-VIII 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)
------------	------------------------	--	------------------------	---	--

Строительные материалы

Жерновые и точильные камни

3	I-1	Новопавловское	Не эксплуатируется	Р	7, 8
---	-----	----------------	--------------------	---	------

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе М-49-VIII карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
------------	------------------------	---	---------------------------	--

Горючие ископаемые

Уголь

27	III-4	Р. Тумор	Запасы, мощность, элементы залегания угольного пласта не установлены	8
----	-------	----------	--	---

Металлические ископаемые

Черные металлы

Ильменит

20	II-4	Р. Верхний Мултун	Ореол рассеяния ильменита содержания в аллювиальных отложениях от 1 до 3 кг/т	8
25	III-3	Р. Средний Бутунгар	То же, от 1 до 5 кг/т	8
26	III-3	То же	То же	8

Цветные металлы

Никель

29	IV-1	Р. Гондунова	Штуфные пробы, взятые из габбро, содержат 0,01—0,03% никеля	8
----	------	--------------	---	---

Кобальт

28	IV-1	Р. Гондунова	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования. Содержание кобальта 0,001%	8
----	------	--------------	---	---

Благородные металлы

Золото

19	II-2	Р. Зугмара	Бороздовые пробы, взятые из кварц-карбонатных жил, содержат от следов до 0,3 г/т золота и 2,4 г/т серебра	8
----	------	------------	---	---

Редкие металлы

Вольфрам

	I-2	Верховья р. Бом-Горхон	Штуфные пробы, взятые из кварцевой жилы, содержат до 0,5% трехокси вольфрама, до 0,65% олова, до 1% висмута	8
--	-----	------------------------	---	---

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
11	I-2	Верховья р. Бом-Горхон	Штуфные пробы, взятые из кварцевых жил и грейзенов, содержат до 0,03% трехокси вольфрама	8
12	I-2	То же	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования. Содержание трехокси вольфрама 0,001%	8
Молибден				
23	III-2	Р. Ромаха	Ореол рассеяния по данным металлометрического молибдена до 0,001%	8
22	III-2	Р. Харганат	То же	8
Бериллий				
5	I-1	Р. Кул	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования. Содержание бериллия 0,001—0,05%	8
24	III-2	Р. Ромаха	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования. Содержание бериллия до 0,001%	8
21	III-2	Р. Тугнуй	То же	8
2	I-1	Р. Укырка	Спектральная проба, взятая из свалов кварца, содержит 0,03% бериллия	8
1	I-1	Р. Шабартуй (верховье)	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования. Содержание бериллия 0,001%	8
Литий				
30	IV-4	Р. Зарголик (верховье)	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования. Содержание лития 0,01—0,03%	8
Редкие земли				
32	IV-4	Р. Большая Речка (верховье)	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования. Содержание лантана до 0,001%, тория и селена — следы	8
Уран				
31	IV-1	То же	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования. Содержание урана 0,018%	8

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
Висмут				
8	I-1	Р. Зугмара	Спектральная проба, взятая из таклазирванных и карбонатизированных гранитов, содержит 0,05% висмута	8
Неметаллические ископаемые				
Оптическое сырье				
17	I-4	Исландский шпат р. Тырбыхен	В трахито-андезито-базальтах полупрозрачные кристаллы кальцита	8

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	5
Интрузивные образования	23
Тектоника	38
Геоморфология	46
Полезные ископаемые	49
Подземные воды	56
Литература	59
Приложения	61

Редактор издательства *И. С. Дудорова*

Технический редактор *В. В. Романова*

Корректор *Т. Я. Хомутова*

Подписано к печати 20/VII 1966 г.

Формат 60×90¹/₁₆

Печ. л. 4,25

Уч.-изд. л. 5

Тираж 100 экз.

Зак. № 04681

Издательство «Недра». Москва. Центр, ул. Кирова, 24
Типография фабрики № 9 ГУГК