

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
БУРЯТСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ

Лист № 49-XXXV

Объяснительная записка

Составитель *В.Ф.Ерхов*

Редактор *П.И.Налетов*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ

24 февраля 1966г., протокол № 10

МОСКВА 1972

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-49-XXXV расположена в пределах Бурятской АССР и Читинской области и ограничивается географическими координатами $52^{\circ}00'$ – $52^{\circ}40'$ с.ш. и $112^{\circ}00'$ – $113^{\circ}00'$ в.д. Она относится к бассейнам верхних течений рек Уды, Конды, Хилка и левых притоков р. Ингоды.

Изученная площадь представляет собой залесенное среднегорье с абсолютными высотами от 850 до 1444 м над уровнем моря.

Северная половина территории характеризуется холмистым увалистым рельефом с низкими слабо обнаженными водоразделами и широкими разветвленными речными долинами. Относительные превышения водоразделов над днищами долин составляют здесь 100–200 м.

В южной части района находятся отчетливо выраженные горные хребты – Яблонный, Осинный, Холинский, Мготинский. В пределах района они протягиваются с юго-запада на северо-восток на 15–25 км. Относительные превышения их над днищами долин достигают 300–400 м. В хребтах часто встречаются коренные обнажения горных пород, сильно развиты каменные россыпи.

Основными отрицательными элементами рельефа являются две тектонические впадины, имеющие ровные поверхности. Одна из них, Верхнекондинская, расположенная в северной части района, ориентирована в субширотном направлении и имеет размеры: в длину 25 км, в ширину 15 км. Вторая, Беклемишевская впадина, находится в юго-восточной части района. Она ориентирована в северо-восточном направлении и протягивается на 120 км при средней ширине 15 км. Обе впадины представляют собой важнейшие водосборные депрессии района.

Гидрографическая сеть представлена множеством небольших рек и ручьев, местами пересыхающих летом и промерзающих зимой до дна. Наиболее крупные реки Конда и Хилок имеют ширину 3–5 м, реке до 20 м, средние глубины 1 – 1,5 м. Средние уклоны

их русел 0,0002. В районе имеется много озер. Главные из них: Арахлей (площадь 65 км², максимальная глубина 19 м), Шакшинское (60 км², глубина 6 м), Ундугун (15 км², глубина до 5 м).

Климат района резко континентальный, с холодной малоснежной зимой и жарким летом. Годовые колебания температуры -40° до 30°C. Среднегодовая температура -3°C. Среднегодовое количество атмосферных осадков составляет около 200 мм, большая часть из них выпадает в середине лета. В районе широко развита многолетняя мерзлота.

Население состоит из русских и бурят, оно сосредоточено в основном в селах Беклемишевской депрессии. Его занятия - животноводство и рыболовство. Самое крупное село - Беклемишево, оно состоит более чем из 300 дворов.

Пути сообщения представляют собой грунтовые автомобильные дороги, пригодные для проезда только в сухое время. Исключением является дорога, проложенная между селом Иргень и Ивано-Арахлейскими хуторами, проезжая круглый год.

В геологическом отношении район изучен очень слабо. Первым исследователем геологии района считается В.А.Обручев, совершивший в конце XIX века маршрут вдоль Старо-Московского тракта через всю описываемую площадь. С этого времени стали известны Грязнухинское месторождение известняков и Беклемишевское месторождение сидеритов.

В последнее время в районе этих месторождений Д.С.Соколов (1932ф) и Л.И.Московская (1939ф) проводили предварительные поисково-разведочные работы, в результате которых были сделаны выводы об их незначительной перспективности.

Почти в этот же период были составлены геологические карты масштаба 1:1 000 000 северо-западной (Иванов, 1934) и юго-западной (А.А.Арсеньев, 1939ф) частей территории. Они выделили интрузивные, метаморфические и эффузивно-осадочные породы, причем интрузивные и метаморфические были отнесены к протерозой-палеозойскому возрасту, а эффузивно-осадочная толща - к мезозою.

В 1947 г. С.Н.Коровин составил геологическую карту масштаба 1:1 000 000 центральной и восточной частей территории. Среди интрузивных образований им были выделены протерозойские, палеозойские и мезозойские гранитоиды. Древние стратифицированные породы были подразделены на протерозойские и нижнекембрийские. Метаморфические породы, развитые в бассейне р.Урсы, С.Н.Коровин сопоставил с нижнекембрийскими образованиями бассейна р.Зазы, где была собрана фауна археоциат. Недостатком проведенных геологических исследований 1:1 000 000 масштаба является отсутствие необходимых данных по полезным ископаемым и вытекающие отсюда

выводы о бесперспективности района.

Следующий этап изучения площади начался проведением систематических среднемасштабных (1:200 000 и 1:50 000 масштабов) аэрогеофизических исследований, сначала - В.В.Сусленниковым (1956ф), а затем - А.Л.Шпильковым (1961ф). Ими были уточнены региональные тектонические структуры и выявлены магнитные аномалии в верховьях р.Конды.

Наземную проверку аномалий осуществили Ю.Г.Горбунов (1962ф), И.С.Лебедев (1963ф), Н.И.Борисова (1964ф) и Л.И.Городнов (1964ф). Они установили, что некоторые аномалии обусловлены железнорудными проявлениями, а наиболее крупная из них - Соухусанская - месторождением железа.

В 1956-1960 гг. была успешно исследована с помощью колонкового бурения на угленосность (Н.Ф.Размахнина, 1960ф) и на фосфатоносность (Б.Г.Черных, 1963ф) Беклемишевская депрессия. В ней (за пределами района) открыто два буругольных месторождения, а в районе оз.Ундугун - проявление фосфатов.

С 1962 по 1964 г. на площади листа N-49-XXXV проводилась геологическая съемка в масштабе 1:200 000 (Ерхов, Рейф и др., 1965ф). Эта работа положена в основу написания настоящей объяснительной записки.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования занимают около 40% исследованной площади. Древнейшими из них являются среднепротерозойские метаморфические породы застепинской толщи и нижнекембрийские метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования хохиртовской свиты. Выше последней последовательно залегают существенно эффузивная триасовая цаган-хунтейская свита и верхнемезозойские нормально-осадочные отложения харькутинской, сангинской и селенгинской свит. Стратиграфический разрез завершается рыхлыми отложениями четвертичной системы.

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА

Застепинская толща (Pt_{2,3})

Метаморфические породы, относимые к застепинской толще, развиты в юго-восточной части рассматриваемой площади. Они сохранились в качестве провесов кровли площадью до 25 км² в гранито-

идах протерозойского, палеозойского и мезозойского возрастов. Наиболее полный разрез толщи наблюдается на южных склонах Яблонового хребта, где по элювиально-делювиальным развалам и редким скальным обнажениям установлена следующая смена пород (снизу вверх):

1. Чередующиеся между собой мелкозернистые и среднезернистые биотитово-роговообманковые гнейсы . 600 м

2. Мелкозернистые гнейсы, чередующиеся с рассланцованными и метаморфизованными порфиридами (порфириитоиды) и порфирами (порфириоиды). Отдельные горизонты кварцитов 740 "

3. Биотитово-роговообманковые гнейсы с отдельными горизонтами мелкозернистых гнейсов, местами пов-торно рассланцованные и диафторированные 660 "

Видимая мощность всей застепинской толщи определяется в 2000 м.

Как видно из разреза, среди слоисто-кристаллических образований преобладают среднезернистые биотитово-роговообманковые гнейсы. В заметно подчиненном количестве встречаются кварциты, метаморфизованные порфиры и порфириты. Все эти породы несут отчетливые следы глубокого регионального и контактового метаморфизма, выразившегося в повсеместной перекристаллизации первичного материала и в появлении послойных инъекций гранитного материала вблизи контактов. Породы застепинской толщи в целом характеризуются темными тонами окраски, полосчатыми текстурами, гранобластовыми структурами и интенсивным рассланцеванием.

Среднезернистые биотитово-роговообманковые гнейсы обладают гетерогранобластовой и лепидогранобластовой структурами. Средний их состав: олигоклаз (№ 25-30) - 25%, кварц - 35%, биотит - 25%, роговая обманка - 10%. В небольшом количестве присутствуют мусковит и эпидот. Акцессорными минералами являются: рудный шен, апатит, гранат, циркон.

В мелкозернистых биотитово-амфиболовых гнейсах содержание темноцветных минералов заметно выше, чем в среднезернистых. Кроме плагиоклазов в них иногда присутствует калиевый полевой шпат. Структура микролепидогранобластовая или гетерогранобластовая. Иногда встречаются реликты бластопамамитовой структуры.

Кварциты характеризуются светло-серой окраской. Они представляют собой мелкозернистые породы с торцовой и гранобластовой структурами. Состоят целиком из кварца с незначительной примесью мусковита, эпидота и хлорита. В качестве акцессорных минералов отмечаются циркон и кордиерит.

Порфириоиды и порфиритоиды представляют собой рассланцованные и перекристаллизованные эффузивы кислого и среднего состава. Они обладают бластопорфировой, редко порфировой структурой с микрогранобластовой структурой основной массы и неясно полосчатой текстурой. Вкрапленники иногда составляют до 30% породы. В порфириоиде они представлены кварцем и калиевым полевым шпатом, в порфиритоиде - плагиоклазом, биотитом и, возможно, амфиболом. Основная масса представлена мелкозернистым агрегатом из кварца и полевых шпатов.

Ассоциации минералов выше описанных пород отвечают амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма. Однако на южных склонах Яблонового хребта установлено несколько зон повторно рассланцованных и диафторированных в фации зеленых сланцев пород. Простираение этих зон обычно согласно с общим напластованием пород толщи. Ширина зон диафторитов варьирует от нескольких метров до нескольких десятков метров. Гнейсы превращены здесь в породы, состоящие из тонкозернистого агрегата кварца, альбита, серицита и хлорита. В порфирах и порфиритах диафторизм выразился в пелитизации и серицитизации темноцветных минералов и в образовании микрозернистого кварцево-слудистого агрегата по основной массе. Часть измененных эффузивов, возможно, не является диафторитами, а представляет собой древние дай-ки, метаморфизованные в послепротерозойские этапы складчатости.

Диафторированные породы содержат значительное количество рудного минерала (до 15%). Чаще всего это мелкие октаэдрические кристаллы магнетита. Иногда по трещинкам образуются кальцит и малахит.

Среднепротерозойский возраст застепинской толщи определяется наличием следующих данных. Породы, входящие в состав этой толщи, подвержены глубокому региональному метаморфизму. Аналогичные породы, развитие в близрасположенных частях Яблонового хребта, относятся предыдущими исследованиями к среднепротерозойским образованиям. В бассейне р. Домки последние отчетливо прорваны и мигматизированы наиболее древними в районе протерозойскими гранитоидами хамар-дабанского интрузивного комплекса. Исходя из сказанного, возраст застепинской толщи принят как среднепротерозойский.

ПАЛЕОЗОИ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Хохуртовская свита. Верхняя подсвита ($С_{1h}h_2$). Породы хохуртовской свиты развиты в северной части района, где они развиты на участках площадью от I до 50 км². Наиболее крупные выходы пород свиты расположены в районе пос. Харасан и в бассейне р. Урсы. Разрез свиты изучался в бассейне р. Урсы. Здесь выделено несколько пачек пород (снизу вверх):

1. Метаморфизованные песчаники с прослоями туфопесчаников	840 м
2. Метаморфизованные эффузивы.	600 "
3. Зеленые сланцы.	400 "
4. Известняки.	180 "

Общая мощность по разрезу составляет около 2000 м.

Песчаники и туфопесчаники встречаются обычно совместно. Переходы между этими породами настолько нечеткие, что выделение отдельных горизонтов затруднено. Песчаники — крупнозернистые кварцитовидные породы, имеющие светло-серый цвет, изредка заметно слоистые. Туфогенные породы по внешнему виду напоминают собой песчаники. Единственным внешним отличием являются кристаллографические очертания минералов — вкрапленников в туфитах. Под микроскопом в обеих этих разновидностях наблюдается бластопсаммитовая, псаммитовая, бластопорфировая и катакластическая структуры. Песчаники преимущественно кварцевые. В небольшом количестве в них присутствуют полевые шпаты, апатит, сфен, рудный минерал. Включения обломков иногда ориентированы длинной стороной в одном направлении и имеют следы окатанности. Цемент базальный, раскристаллизованный, состоит из серицита, мусковита, хлорита, полевого шпата, кварца, турмалина, рудного минерала.

В некоторых случаях, в частности на контакте с гранитами, песчаники превращены в кварц-полевошпат-турмалиновую породу, с содержанием тонкозернистого турмалина до 50%. При наблюдении под микроскопом туфопесчаники отличаются от песчаников тем, что связывающая масса имеет некоторые признаки вулкано-

генного происхождения: отмечаются реликты микрофельзитовой и литокластической структуры и участки незамещенного пеплового материала.

Метаморфизованные эффузивы составляют значительную часть свиты, характеризующуюся литологическим разнообразием пород. Прослойки кислого вулканогенного материала чередуются с лавами и туфами основного состава. Цвет эффузивов изменчив. Преобладают серые, темно-серые и зеленовато-серые окраски. Метаморфизм эффузивных пород проявился в катаклазе, рассланцевании и перекристаллизации. Под микроскопом наблюдается их бластопорфировая кристаллобластическая, витрокластическая и иногда лепидогранобластовая структура.

В зонах интенсивного рассланцевания эффузивы превращены в кварц-хлорит-серицит-эпидотовые породы. Состав пород описываемой пачки изучен далеко неполно. При микроскопических определениях в ней установлены реликты следующих пород: фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, спилитов, порфиритов и их туфов. Все они весьма сильно изменены: окварцованы и замещены хлоритом, сосситом, серицитом. В туфовых разностях перекристаллизация и замещение наиболее развиты в основной массе, нежели в отдельных обломках, в лавах же интенсивное замещение проявилось как во вкрапленниках, так и в основной массе.

Зеленые сланцы развиты на сравнительно небольших площадях. Они характеризуются грязно-зелеными цветами лепидобластовыми структурами и сланцеватой текстурой. Первичные породы, за счет которых сланцы образованы, в большинстве случаев не устанавливаются. Предполагается, что они возникли как за счет вулканогенных, так и осадочных пород. Наиболее типичные сланцы состоят из равных количеств кварца, серицита, хлорита и эпидота. В некоторых разновидностях присутствует также незначительное количество полевого шпата (до 10%) и турмалина (до 10%). В отдельных местах сланцы обогащены магнетитом и сидеритом.

Известняки составляют верхнюю часть разреза кембрийской толщи. Они распространены на ограниченных площадях в районе пос. Грязнуха, пос. Харасан и в бассейне р. Урсы. Известняки обладают мелкозернистым строением и сахарно-белым цветом.

Для них характерно высокое содержание CaO, которое достигает 54%. Под микроскопом в известняках наблюдаются гранобластовая структура и почти мономинеральный состав (встречаются лишь отдельные зерна новообразованного кварца). На контакте с из-

верженными породами известняка обычно скарнированы, обогащены кварцем, магнетитом, эпидотом, диопсидом, тремолитом, сидеритом.

Взаимоотношений пород хохюртовской свиты с другими стратифицированными подразделениями, развитыми в районе, не наблюдалось. В бассейне р. Урсы образования хохюртовской свиты прорываются раннепалеозойскими гранитоидами малханского интрузивного комплекса. Более обстоятельно возраст (нижний кембрий) хохюртовской свиты обоснован многочисленными палеонтологическими находками в Джидинском рудном районе. Кроме того, описываемые отложения хорошо сопоставляются с олдиндинской свитой Витимского плоскогорья, в которой также обнаружена нижнекембрийская фауна. На основании этих данных хохюртовская свита описываемого района и отнесена нами к нижнему кембрию.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Цаган-Хунтейская свита (Тсх). Вулканогенные образования цаган-хунтейской свиты занимают почти четверть заснятой площади листа N-49-XXXV. Наиболее крупные поля их развития тяготеют к участкам ослабленных зон, наблюдаемых вдоль северных бортов Верхнекондинской и Беклемиевской депрессий, в междуречье Зенка и Антиготы, в бассейнах рек Бутуя и Уды. Свита характеризуется большим разнообразием горных пород. В ее составе отмечаются сиреневые, зеленоватосерые или розовые по цвету ортофиры, трахиты, кератофиры, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, андезитовые порфириты, туфы, туфоконгломераты. Состав пород в свите изменяется как по простиранию, так и по падению; с большим трудом всю свиту можно подразделить на две пачки: нижнюю - эффузивов среднего состава и верхнюю - эффузивов преимущественно кислого и щелочного состава.

Так, в бассейне р. Холы, где поле развития эффузивов особенно велико, наблюдается следующая смена пород по разрезу (снизу вверх):

- | | |
|--|-------|
| 1. Андезитовые порфириты. Видимая мощность. | 200 м |
| 2. Грубо переслаивающиеся ортофиры, фельзит-порфиры и их туфовые разновидности | 680 " |
| 3. Туфы кварцевых порфиров | 60 " |

*) В пределах территории листа M-49- v эти эффузивы отнесены к тамирской свите (триас).

- | | |
|--------------------------------------|------|
| 4. Лавы кварцевых порфиров | 60 м |
|--------------------------------------|------|
- Общая мощность по разрезу 1000 м.

В бассейне р. Хилы на андезитовых порфиритах (мощность не установлена) залегают туфоконгломераты мощностью до 50-70 м с включениями галек порфиритов, гранитов и ортофинов. Выше по разрезу в интервале нескольких десятков метров следует переслаивание ортофинов, трахитов, кератофинов и их туфов.

Порфириты, образующие нижнюю пачку, обладают порфировой (реже афировой) структурой с интерсертальной, пилотакситовой, гиалопидитовой структурами основной массы. Плагипоглаз вкрапленников и основной массы соответствует андезину. В породах широко развиты вторичные процессы: соскритизация, серицитизация, карбонатизация и хлоритизация.

В составе верхней пачки наиболее важную роль играют ортофиры, трахиты и кератофиры. Ортофиры широко распространены в северной части площади в бассейне рек Холы, Бурехты, Цаган-Гола, а поля развития трахитов наблюдаются южнее - в бассейнах рек Бутуя, Антиготы, Хилы. Все они имеют порфировую структуру со сферолитовой или трахитовой структурой основной массы. В порфировых вкрапленниках обычны розовый калиевый полевой шпат (в ортофирах) и бесцветный санидин (в трахитах); часто наблюдаются вкрапленники плагиоклаза и биотита. Основная масса в ортофирах и трахитах представлена калиевым полевым шпатом, рудным минералом, небольшим количеством кварца и хлорита. Кератофиры встречаются повсеместно. Они характеризуются наличием во вкрапленниках и в основной массе большого количества альбита.

Кварцевые порфиры и фельзит-порфиры сравнительно равномерно распространены по всей площади. Они имеют порфировую или афировую структуры с фельзитовой, микропидитовой и гранофировой структурами основной массы. Во вкрапленниках отмечены кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (№ 12-15). Основная масса состоит из кислого стекла или тонкозернистого кварц-полевошпатового агрегата. В небольшом количестве имеются биотит, серицит, хлорит, пелит, апатит, циркон.

Пирокластические образования (туфы) встречаются в разных частях разреза цаган-хунтейской свиты. Они обладают массивной, миндалекаменной или пористой текстурой и литокристаллокластической структурой. В составе обломков отмечены самые разнообразные породы и минералы, характерные как для подстилающих пород, так и для пород свиты.

Кроме вышеописанных разновидностей пород цаган-хунтейской свиты, в ее составе отмечены своеобразные (англомератовидные) розоватые или зеленовато-серые лавы кварцевых порфиров. Они локализуются на площадях нескольких сотен метров в бассейне р.Хилы и в верховьях рек Нарын-Бильчир, Дагачи и Грызнухи. Англомератовидные лавы секутся маломощными дайкообразными телами кварцевых порфиров с литокластической структурой, характеризующихся повышенной (до 20 мкр/час) радиоактивностью. Обе породы весьма изменчивы как по структуре и степени раскристаллизации, так и по цвету, даже на небольших расстояниях. Кое-где в них наблюдается неупорядоченно направленная флюидальность. Ассоциации этих пород, по-видимому, соответствуют жерловым фациям триасовых эффузий.

Эффузивные образования цаган-хунтейской свиты развиты на огромной территории Бурятии и Читинской области, за пределами описываемой площади. В южной Бурятии они залегают стратиграфически выше эффузиев петропавловской (черноярской) свиты, в отложениях которой В.А.Новиковым и Д.Д.Сагалуевым были собраны остатки нижнетриасовой флоры. В свою очередь цаган-хунтейская свита в бассейне р.Уды перекрывается образованиями удинской свиты, возраст которой определен З.М.Мареевым (1964г) фаунистически как среднеюрский. На описываемой площади эффузивы, выделяемые в цаган-хунтейскую свиту, во многих местах залегают на размытой поверхности гранитоидов палеозойских комплексов и прорываются триасовыми гранитами мало-куналейского комплекса.

Абсолютный возраст фельзит-порфира (наша коллекция), взятого в приустевой части р.Каменки, определенный в 1964 г. В.И.Черных калий-аргоновым методом (по полевому шпату), составляет $228,5 \pm 22,8$ млн.лет ($K=3,44\%$, $A^{40}/K^{40}=0,01354$). Принимая во внимание все имеющиеся материалы, возраст эффузивной цаган-хунтейской свиты можно считать триасовым.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Н и ж н и й - с р е д н и й о т д е л ы

Х а р ь л г а т и н с к а я с в и т а. Верхняя под-свита ($J_{1-2}h_2$). К этой подсвите отнесены нормально-осадочные отложения, обнаженные в бассейнах рек Бурехты, Шибирту, Хилы. Площадь наибольшего распространения отложений подсвиты

располагается в бассейне р.Урсы. Здесь она подразделяется на базальную (конгломерато-песчаниковую) и продуктивную (песчано-алевролитовую) пачки.

Отложения базальной пачки наиболее развиты в южной и восточной части Урсинской депрессии. Они состоят из темно-серых, зеленовато- и розовато-серых валунных и галечных конгломератов. Грубообломочный материал конгломератов представлен в основном кислыми эффузивами цаган-хунтейской свиты и гранитоидами малханского и мало-куналейского интрузивных комплексов. Размер валунов варьирует от 5 до 20 см, количество их в породе достигает 80%. Цемент представляет собой псаммито-пелитовую массу, состоящую из смеси обломков кварца, полевых шпатов и серицитизированного тонкозернистого вещества. Предполагаемая мощность нижней пачки 300 м.

Образования верхней пачки обнажаются в долине р.Урсы. В зоне перехода пород от верхней пачки к нижней наблюдается переслаивание конгломератов, песчаников и алевролитов. Буровой скв.2, пройденной в бассейне р.Урсы, вскрыта верхняя часть разреза продуктивной пачки. Последовательность залегания пород следующая (снизу вверх):

1. Алевролиты, тонко переслаивающиеся с песчаниками	10,1 м
2. Алевролиты	6 "
3. Алевролиты с прослоями песчаников.	8 "
4. Алевролиты. В верхней их части имеется пропласток каменного угля мощностью 0,5 м.	51,8 "
5. Песчаники	5,7 "
6. Песчано-суглинистый рыхлый материал (коры выветривания).	15,3 "

Общая мощность по скважине 96,9 м. Общая же мощность верхней пачки составляет около 200 м.

В отличие от более поздних мезозойских образований гусинозерской серии, описываемые отложения гораздо сильнее литифицированы. Для них характерны повсеместные вторичные изменения, выразившиеся в слабой эпидотизации, хлоритизации, серицитизации и окварцевании. Местами эти породы пронизаны гидротермальными прожилками и жилами кварца мощностью до 30 см. В некоторых случаях в них отмечаются явления кливажа течения, заключающегося в появлении ориентированности удлиненных обломков минералов и пород под углом около $10-12^{\circ}$ к первоначальной слоистости.

Харьлгатинская свита относится к ниже-среднеюрскому

возрасту, так как слагающие ее породы перекрываются верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями сангинской свиты, сами же содержат включения галек триасовых эффузивов цаган-хунтейской свиты. Кроме того, палинологический анализ пробы с детритом из нашей коллекции, выполненный Е.В.Пуляевой, показал наличие в ней единичных экземпляров пыльцы *Coniferales*, *Pinus* sp. и спор *Coniopteris* sp., *Leiotriletes* sp. мезозойского облика. В.М.Скобло в этой пробе обнаружены остатки флоры *Czekanowskia* cf. *rigida* Neer, типичной для мезозойских, преимущественно юрских отложений.

Аналогичные отложения на соседних площадях в Бурятской АССР включаются в нижнюю подсвиту удинской свиты, которая датируется как средняя юра, а в Читинской области (в том числе породы закартированные вдоль восточной рамки листа N-49-XXXU) - в харьлгатинскую свиту, датирующуюся в пределах от нижней до средней юры.

Суммарная мощность отложений свиты 500 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Гусиноозерская серия

Осадочные породы гусиноозерской серии развиты в Беклемишевской*) и Верхнекондинской впадинах. В результате проведенных работ представляется возможным выделение среди нее двух литологически разнородных свит: 1) нижней преимущественно конгломерато-песчаниковой - сангинской и 2) верхней (продуктивной) алевролито-песчаниковой - селенгинской.

Сангинская свита ($J_3-Cr_{1,2}$). Отложения сангинской свиты обнажены весьма слабо и изучены в основном в процессе геофизических и буровых работ. В Беклемишевской депрессии породы этой свиты вскрыты несколькими скважинами. В Верхнекондинской депрессии они закартированы по элювиальным развалам. В изученных участках отложения свиты представлены монотонной толщей конгломератов с редкими прослоями плохо отсортированных песчаников. Наиболее представительный разрез со-

*) В юго-западной части Беклемишевской впадины (лист M-49-V) отложения гусиноозерской серии не расчленены, в восточной же ее части (лист N-49-XXX-VI) они отнесены к устькарской свите (J_3-Cr_1): черновской и шишкинской толщам.

ставлен по скв. 157, заложенной в левобережье р. Хилка, где наблюдается следующая смена пород (снизу вверх):

1. Валунные конгломераты с мелкими пропластками алевролитов и гравелитов	226 м
2. Гравелиты	4 "
3. Валунные конгломераты	32 "
4. Песчаники	15 "
5. Песок (коры выветривания)	3 "
Общая мощность по скважине 280 м.	

Конгломераты состоят из крупных гранитных валунов диаметром до 1 м и мелких галек эффузивов, песчаников, алевролитов. Количество валунов достигает 40% от общей массы материала.

Цемент имеет полимиктовый состав, неотсортирован: наряду с мелкой галькой в нем имеется пелитовый материал; цвет цемента темно-серый с зеленоватым или розоватым оттенком. Прослой гравелитов, песчаников и алевролитов по цвету и составу аналогичны цементу конгломератов и различаются лишь по размерам частиц. Мощность свиты, по данным ВЭО, составляет 900 м.

Для установления возраста сангинской свиты нами отобрано семь палинологических проб из алевролитовых прослоев. Однако спорово-пыльцевые спектры в этих отложениях оказались чрезвычайно бедными. Единичные микроформы *Araucariaceae*, *Taxodiaceae* и *Coniferae* указывают, по мнению Г.И.Беловой, лишь на мезозойский возраст.

Выделяемая сангинская свита сопоставляется по составу с одноименными образованиями других впадин Забайкалья. Она с разрывом залегает на ниже-среднеюрских отложениях харьлгатинской свиты и согласно перекрывается верхнеюрско-нижнемеловыми образованиями селенгинской свиты. На основании сказанного, возраст сангинской свиты определен соответствующим верхней юре - нижнему мелу.

Селенгинская свита ($J_3-Cr_{1,2}$). Отложения, включенные в селенгинскую свиту, выделены в центральных частях Беклемишевской и Верхнекондинской депрессий, где они заполняют наиболее глубокие прогибы.

В Беклемишевской впадине селенгинская свита изучена на глубину до 100 м с помощью многочисленных буровых скважин. Свита представлена большим числом чередующихся между собой прослоев песчаников, алевролитов, аргиллитов и бурых углей, которые по простиранию замещаются друг другом на небольших расстояниях. Относительную выдержанность сохраняют лишь целые пакки пород.

выделяемые по преобладанию песчаников или алевролитов. При этом наблюдаются следующие особенности. В направлении от бортов впадины к ее центральным частям песчаники замещаются алевролитами, увеличиваются мощности слоев алевролитов и аргиллитов, появляются прослои сидеритовых песчаников. В участках поперечных антиклинальных перегибов шарниров депрессий алевролиты и аргиллиты особенно заметно преобладают. В этих участках имеют место прослои фосфатонесных алевролитов и угленосные пачки. Последние образуют Тасейское и Иргенское месторождения бурого угля, расположенные за пределами площади листа, вблизи его южной и восточной рамок.

Наиболее представительный непрерывный разрез свиты в Беклемишевской впадине составлен по скв. 162, расположенной вблизи северной оконечности оз. Степного, где наблюдается следующее напластование пород (снизу вверх):

1. Гравелиты с прослоями мелкогалечных конгломератов, количественно увеличивающихся к низам горизонта	39,9 м
2. Бурные угли.	7,5 "
3. Алевролиты.	3,1 "
4. Бурные угли.	1 "
5. Алевролиты.	19,5 "
6. Песчаники	40 "
7. Алевролиты с прослоями песчаников	47 "
8. Гравелиты	16 "
9. Алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками	32 "
10. Супесь с участками неразрушенного алевролита (кора выветривания)	4 "

Общая мощность по скв. 162 составляет 200 м. Максимальная мощность свиты в Беклемишевской впадине определяется в 250 м.

В Верхнекондинской депрессии селенгинская свита вскрыта в районе озер Халеру и Дархету двумя скважинами (скв. 3 и скв. 4). Здесь в ее разрезе наблюдается тонкое переслаивание песчаников и алевролитов, подобных изученным в Беклемишевской впадине. Разрез по скв. 3, расположенной у северной оконечности оз. Халеру следующий (снизу вверх):

1. Алевролиты, тонко переслаивающиеся с песчаниками	25 м
2. Песчаники	50 "
3. Песчаники, переслаивающиеся с алевролитами	25 "
4. Песчаники	13,4 "

5. Песчаники, переслаивающиеся с алевролитами	15,2 м
6. Алевролиты	21,4 "
7. Рыхлые отложения	18 "

Общая мощность по скв. 3 составляет 168 м.

Разрез по скв. 4 следующий (снизу вверх):

1. Песчаники	9 м
2. Алевролиты	14 "
3. Песчаники с маломощными прослоями алевролитов	50 "
4. Песчаники	17 "
5. Рыхлые отложения.	10 "

Общая мощность по скв. 4 составляет 100 м.

По утверждению палинолога Г.И.Беловой скв. 4 вскрыты самые верхние горизонты селенгинской свиты. Максимальная мощность селенгинской свиты в Верхнекондинской впадине, по данным ВЭЗ, составляет 600 м.

Возраст селенгинской свиты определяется находками Л.И.Московской остатков ископаемой флоры *Pityospermum* sp. и *Corpolithus cinctus* Nath. *Corpolithus* sp. в Беклемишевской впадине, а также установлением Г.И.Беловой в составе отложений этой впадины большого количества пыльцы *Sphagnum suflavum* Bolch., *Jleicheniaceae*, *Mohria striata* Naum., *Brochotriletes Vulgaris* Naum., *Himenozonotriletes crispulis* Sach., *Aletes fibriatus* Sach. и др., характерных для низов селенгинской свиты. Кроме того, Г.И.Беловой установлен богатый спектр пыльцы в отложениях Верхнекондинской впадины; в том числе микроформ, наиболее характерных для верхних горизонтов селенгинской свиты: *Lophotriletes off. offluens* Bolch., *Hemitelia* sp., *Podozamites* sp., *Podocarpus* sp., *Daerydutes* sp., *Salix* sp., *Selaginella parvispinosa* Bolch., *Selaginella natura* Bolch., *Ophyoglossum senomanicum* Kov., *Mohria striata* Bolch., *Aneimia tricotata* Bolch., *Euryzonotriletes* sp., *Hemitelia* sp. и др.

Таким образом, описываемые алевролитопесчаниковые отложения сопоставляются по палинологическому спектру с селенгинской свитой в ранее изученных впадинах Забайкалья и на основании этого датируются интервалом времени от верхней юры до нижнего мела.

КАЙНОЗОЙ

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Образования четвертичного возраста пользуются в районе

очень широким распространением. Основными генетическими типами среди них являются элювиальные, делювиальные, флювиогляциальные, озерные, озерно-болотные и аллювиальные отложения. Первые два типа, имеющие современный возраст, покрывают почти сплошным покровом все водораздельные пространства и склоны речных долин, но имеют незначительную мощность и поэтому на геологической карте нами не отображаются. Остальные типы отложений подразделяются по возрасту на нижне- и среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные.

Н и ж н е - и с р е д н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я (Q_{I+II})

Древнейшие образования четвертичной системы пользуются распространением в осевой части Верхнекондинской депрессии и в ряде вытянутых безрусловых углублениях, расположенных на водоразделах. В бассейне р. Антиготы древнечетвертичные отложения представлены скоплениями несортированных валунов. Сюда же относятся пепельно-серые или желтоватые глины с примесью валунов и щебенистого материала и единичные эрратические валуны овальной или утюгообразной формы. В бассейне верхнего течения р. Конды отмечаются нечетко переслаивающиеся плохо отсортированные пески, песчанистые глины, галечники. Мощность древнечетвертичных отложений невелика. Так, в скв. 3, пробуренной в Верхнекондинской депрессии, пересечен тринадцатиметровый слой (интервал 5-18 м) серых песчанистых глин; а в скв. 4 - шестиметровый слой (интервал 4-10 м) серых плохо отсортированных песков. В обоих случаях они перекрывают собой палинологически охарактеризованные мезозойские отложения и отчетливо перекрываются сами современным аллювием.

Образование древнечетвертичных осадков связано, по нашему мнению, с оледенением страны, следы которого мы видим в наличии сплошной многолетней мерзлоты в районе, в присутствии эрратических валунов, в развитии нагорных террас, карообразных цирков и большого количества озер на водоразделах, а также в уничтожении (выпахивании) рыхлого дочетвертичного покрова в Беклемишевской впадине. Описываемые отложения почти повсеместно палинологически немые. Из 40 анализируемых проб 37 оказались "пустыми". Лишь 3 пробы, по определению С.А. Лямовой, содержат споро-пыльцевой спектр, указывающий на холоднолюбивую флору: *Betula* sp., *Pinus sibirica*, *Picea* sp., *Salix* sp., *Bryales* и др.

Установление возраста основано на нахождении в этих же пробах единичных зерен пыльцы *Tsuga* sp., *Corylus* sp.,

Asper sp., *Alnus* sp., характерных для доверхнеплейсто-

ценовой флоры. Совместное нахождение холоднолюбивой и теплолюбивой флоры мы объясняем смешанностью в районе рыхлых доледниковых, ледниковых и флювиогляциальных отложений^{*)}, либо наличием в ледниковый период небольших оазисов холоднолюбивой и деградирующей теплолюбивой растительности. В связи с этим возраст отложений принимается в широких пределах нижне-среднечетвертичным.

В е р х н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я (Q_{III})

Верхнечетвертичные осадки больших проточных озер известны в Верхнекондинской и Беклемишевской депрессиях. Площади распространения этих отложений совпадают с участками распространения пересыхающих озерков и сухих котловин. Состав отложений на разных участках почти одинаков: желтые грубозернистые пески с примесью мелкой гальки. Мощность верхнеплейстоценовых отложений по скв. 3 в Верхнекондинской депрессии составляет 5 м; в Беклемишевской депрессии (вблизи оз. Кергенду) - около 11 м.

Установление возраста отложений основывается на хорошей сохранности в рельефе следов пересохших (спущенных) озерных бассейнов, с другой стороны - на заметном врезании современных водотоков в эти отложения и перекрывании их современными пойменными образованиями. Таким образом, возраст древних озерных образований становится идентичным возрасту I надпойменной террасы. На поверхности I надпойменной террасы р. Хилки, в 500 м южнее границы рассматриваемой территории известна неолитическая стоянка человека, соответствующая, по определению М.И. Рижского, Исаковскому и Серовскому этапам (IV-III тыс. лет до н.э.), что соответствует в геологическом отношении позднему плейстоцену - раннему голоцену. Отсюда очевидно, что возраст древних озерных отложений можно считать верхнечетвертичным.

С о в р е м е н н ы е о т л о ж е н и я (Q_{IV})

Современные русловые и пойменные отложения наблюдаются вдоль долин большинства рек и в озерных впадинах и представляют собой весьма разнородные по литологии образования. Аллювиальные фации объединяют галечники, пески, глины. Среди озер-

^{*)} Ввиду плохой обнаженности отделить собственно ледниковые отложения от водно-ледниковых не представляется возможным. Поэтому они показаны на карте нерасчлененными.

но-болотных фаций наблюдаются глины, супеси, торфяники. Эти отложения наиболее сильно развиты в бассейне р.Конды, но мощность их невелика и не превышает первых метров. Так, например, мощность аллювия по скв. 4 (в районе оз.Дархету) составляет всего 5 м.

Современный возраст этих отложений не вызывает сомнений, так как они всюду образованы деятельностью современных водотоков и озерных акваторий.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования района подразделяются на хамар-дабанский (протерозойский), малханский (нижнепалеозойский), даурский (карбоновый), мало-куналейский (триасовый) и гуджирский (триасово-раннеюрский) интрузивные комплексы.

Протерозойские интрузии

Хамар-дабанский комплекс

Среди гранитоидов хамар-дабанского интрузивного комплекса в районе отчетливо выделяются породы среднего состава (диориты) и породы кислого состава (граниты). Диориты включены в первую фазу, а граниты - во вторую фазу комплекса.

Первая фаза (δPt). Диориты, образующие первую фазу, развиты на небольшой площади в верховьях р.Нарын-Бильчир, вдоль восточной границы территории листа N-49-XXXV. Это разноминеральные породы темно-серого и зеленовато-серого цвета, обладающие аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой и призматически-зернистой структурой. Текстура: массивная, параллельно-полосчатая, гнейсовидная. Породы состоят из плагиоклаза-андезина (34-40%), обыкновенной роговой обманки (30%), биотита (20%), иногда небольшого количества кварца, а также акцессорных и гипергенных минералов: эпидота, хлорита и др. В ряде случаев в диоритах наблюдаются прожилки и шпировые выделения гранитного материала. Контакты диоритов с вмещающими породами на описываемой территории перекрыты эффузивными образованиями. Химические анализы и определение абсолютного возраста диоритов первой фазы не производились. Выделение диоритов в первую фазу комплекса сделано на том основании, что на соседней с востока площади (лист N-49-XXXVI) они пространственно тяготеют к участкам распространения гнейсовидных гранитов протерозойского возраста и в ряде мест прорываются ими.

Вторая фаза (γPt). Граниты этой фазы расположены на водоразделах рек Хурейты и Конды, Нарын-Бильчир и Малеты, в районе перевала Осинового, в бассейне р.Мготы и на склонах Яблонового хребта. Они слагают отдельные ксенолиты в более поздних интрузивных породах, вытянутые в северо-восточном направлении. Площадь их варьирует от 2 до 30 км².

Граниты обычно представлены розовыми, серыми мелко- и среднезернистыми роговообманково-биотитовыми и лейкократовыми гнейсовидными разновидностями, в которых местами присутствуют довольно крупные редкие вкрапленники калиевого полевого шпата. Они заметно метаморфизованы и катаклазированы, что проявляется в волнистом и мозаичном погасании кварца, полевых шпатов, а нередко и в полном изменении структуры и текстуры.

Под микроскопом граниты обнаруживают лепидогранобластовую и аллотриоморфнозернистую структуру и гнейсовидную текстуру, иногда структура их порфиробластическая с лепидогранобластовой или гранитной структурами основной массы. Минеральный состав их постоянен и характеризуется присутствием решетчатого микроклина (30-40%), полисинтетически сдвойкированного олигоклаза № 13-15 (20-25%), волнисто-погасающего кварца (25-30%). Бесцветные минералы имеют ксеноморфную или удлиненно-вытянутую форму. Биотит и обыкновенная роговая обманка (5-12%) присутствуют в удлиненно-призматических кристаллах, они обычно сконцентрированы в полосы. Акцессорные минералы: апатит (1%), сфен (1-3%), циркон, магнетит (до 8%). Вкрапленники представлены микроклином.

Химические анализы гнейсовидных гранитов района Осинового хребта приводятся в табл. I (анализ № I). Эти граниты характеризуются высоким содержанием кремнезема, алюминия и щелочей. Наряду с калиевым полевым шпатом в породе, примерно в таком же количестве ($n=58,2$), присутствует кислый плагиоклаз ($a:c=14$). По химическому составу данные граниты близки к щелочноземельным гранитам по Р.Дэли.

Спектральным анализом в гранитах хамар-дабанского комплекса обнаружены следующие элементы: медь (следы - 0,001%), бериллий (следы), свинец (0,001%), галлий (0,001%), цирконий (0,001-0,003%), иттербий (следы), иттрий (0,001%), стронций (0,01-0,03%).

Проявлений полезных ископаемых, связанных с гранитоидами хамар-дабанского комплекса, в районе работ не установлено.

Возраст гнейсовидных гранитов определяется тем, что они образуют ксенолиты в массивах более молодых интрузивных образо-

Таблица I

Химический состав интрузивных пород хамар-дабанского и малханского комплексов (аналитик Фильчакова М.Г., БГУ, 1963 г.)

Компоненты	Содержание компонентов, %					
	I	2	3	4	5	6
SiO ₂	69,72	57,20	48,86	49,20	76,94	74,10
TiO ₂	0,36	1,05	0,88	0,79	0,16	0,06
Al ₂ O ₃	14,98	18,21	17,00	18,38	11,02	13,70
Fe ₂ O ₃	1,57	1,15	2,80	2,97	1,05	1,11
FeO	0,84	2,39	7,06	4,85	1,05	1,29
MnO	0,08	0,07	0,22	0,10	0,05	0,03
MgO	0,77	4,90	9,70	8,70	0,55	0,38
CaO	1,01	5,21	9,00	10,90	0,50	1,19
Na ₂ O	4,48	3,60	2,00	0,89	2,23	4,10
K ₂ O	4,90	4,71	0,74	0,91	6,60	3,30
P ₂ O ₅	0,14	0,49	0,28	0,12	-	0,07
SO ₃	0,06	-	-	-	-	-
П.п.п.	0,39	0,68	1,30	1,87	0,05	0,70
Влага	-	-	-	-	-	0,09
Сумма	99,3	99,66	99,84	99,68	100,20	100,12
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому						
a	16,7	15,0	5,5	3,6	13,6	13,3
c	1,2	4,9	8,8	11,1	0,2	1,3
b	4,0	13,1	28,5	25,9	3,2	4,4
s	78,1	67,0	57,2	59,4	83,0	81,0
a'	14,0	-	-	-	-	38,8
c'	-	12,0	8,3	10,8	12,7	-
f'	52,6	24,6	32,9	29,2	57,4	47,8
m'	33,4	63,4	58,8	60,0	29,9	13,4
n	58,2	53,7	80,0	60	33,6	62,6
q	+21,0	-0,9	-5,4	+0,5	+38,6	+34,1

Примечание. I - гранит (хамар-дабанский комплекс); 2 - гранодиорит; 3 - диорит; 4 - габбро-диорит; 5 - мелкозернистый гранит; 6 - гранит (малханский комплекс).

ваний; пространственно тяготеет к полям развития среднепротерозойских метаморфических пород застепинской толщи, прорывают и мигматизируют их в районе Яблонового хребта. В свою очередь граниты, относимые к хамар-дабанскому комплексу, отчетливо прорываются в верховьях р. Конды лейкократовыми гранитами нижнепалеозойского малханского интрузивного комплекса. Эти обстоятельства позволяют датировать гнейсовидные граниты протерозойским возрастом.

Р а н н е п а л е о з о й с к и е и н т р у з и и
Малханский интрузивный комплекс

Гранитоиды данного комплекса^{*)} пользуются значительным распространением. Они сложены обширные пространства на водоразделе Верхнекондинской и Беклемишевской впадин, в бассейне рек Антигоны и Зенки и на Яблоновом хребте.

Среди пород малханского комплекса выделяются две интрузивные фазы: 1) темно-серые, зеленовато-серые диориты; гранодиориты и габбро-диориты и 2) желтовато-розовые, розовато-серые биотитовые и лейкократовые средне- и мелкозернистые граниты, иногда гнейсовидные.

Первая фаза (δPz₁). Тела средних и основных пород первой фазы вытянуты в северо-восточном направлении, размеры их составляют 2-4 км², изредка достигают 6-7 км². Участки распространения: Осиновый хребет, междуречье р.Урсы и Малеты.

Диориты (δPz₁), гранодиориты (γδPz₁), габбро-диориты (γδPz₁) изучались в районе Осинового хребта. Это серые, темно-серые крупно-, среднезернистые породы массивной текстуры. Петрографический характер их приводится в табл.2.

Таблица 2

Минеральный состав интрузивных пород малханского комплекса

Название породы	Структура	Породообразующие минералы, %					Акцессорные минералы, %
		Кварц	Плагноклаз	Роговая обманка	Пироксен	Биотит	
Диорит	Призматическая	-	50	38	-	II	I
Гранодиорит	Гипидиоморфнозернистая	15	30	25	-	23	7
Гранодиорит	То же	8	52	35	-	-	5
Габбро-диорит	Призматически-зернистая	3	60	-	30	5	2

^{*)} В пределах листа N-43-XXXIV эти гранитоиды отнесены к джидинскому комплексу (палеозой).

Акцессорными минералами являются: магнетит, офе́н, апатит, циркон, иногда ильменит. Между перечисленными разновидностями повсеместно наблюдались постепенные, иногда неуловимые переходы. Для пород первой фазы характерно интенсивное развитие вторичных процессов, обусловленных автометаморфическими изменениями. Они выражены в серицитизации и эпидотизации роговой обманки, в хлоритизации биотита. Кроме того, наблюдаются изменения пород под воздействием более поздних интрузий. Это нашло свое отражение в том, что на контакте с гранитоидами второй фазы малханского комплекса в диоритах происходит раскисление плагиоклаза, хлоритизация и биотитизация роговой обманки, обогащение пород кварцем. Все это сопровождается изменением цвета пород от темно-зеленого до зеленовато-темно-серого.

На контакте с метаморфическими породами кембрия диориты часто воздействуют на них и образуют зоны скарнов (левобережье р.Саган-Хутул, бассейн р.Шибирту). По химическим анализам основных и средних пород Осинового хребта устанавливается невысокое содержание в них кремнекислоты и почти равные содержания железа и магния. Плагиоклаз в породах средний, а натрий заметно преобладает над калием. Результаты химических анализов приведены в табл. I (анализы 2, 3, 4). Спектральным анализом диоритов установлено лишь несколько повышенное содержание цинка (максимально до 0,02%). Остальные элементы присутствуют в кларковых количествах.

Вторая фаза (γPz_1). Гранитоиды второй фазы отчетливо прорывают диориты первой фазы в районе Осинового хребта и содержат их в качестве ксенолитов в массивах. Среди них выделяются следующие фациальные разновидности: среднезернистые биотитовые и лейкократовые граниты (главная интрузивная фация), мелкозернистые граниты (краевая фация). Породами этой фазы сложены водораздельные пространства рек Малеты и Соухусана, Саган-Хутула и Уды. Массивы аналогичных гранитов закартированы также в пределах Яблонового хребта. Все они представляют собой апикальные и среднеглубинные части крупного батолита нижнепалеозойских гранитов, протягивающегося далеко на север и северо-восток за пределы исследованного района.

Выделяемые средне- и мелкозернистые фациальные разновидности их связаны между собой постепенными переходами. Среди обеих разновидностей в небольших количествах встречаются шпировидные выделения гнейсовидных разновидностей с повышенным содержанием биотита и магнетита. Во многих местах граниты слегка катаклазированы.

Гранитоиды второй фазы малханского комплекса обычно розовато-серого, желтовато-розового цвета. Структура пород гранитная, аллотриоморфнозернистая, микропегматитовая. Породообразующими минералами являются: кварц (25-30%), калиевый полевой шпат (25-35%), олигоклаз (25-30%), биотит (до 10%). Акцессорные минералы: апатит, офе́н, циркон, магнетит.

Автометаморфические процессы проявились в серицитизации плагиоклаза, пелитизации калиевого полевого шпата, эпидотизации и хлоритизации биотита. Явления динамометаморфизма под микроскопом фиксируются мозаичным потускнением кварца, деформацией чешуек биотита, смещением двойниковой штриховки плагиоклаза. В отдельных локальных зонах гранитоиды альбитизированы и грейзенизированы.

Минералогическим анализом тяжелых фракций протопошек в ряде случаев установлены следующие минералы: лейкоксен, лимонит, мартит, пироксен, эпидот, ортит, пирит, флюорит. Спектральным анализом в гранитах отмечены следующие элементы: медь, свинец, галлий, бериллий, иттрий, иттербий в количестве до 0,003%. В единичных пробах гранитов установлены олово, ниобий, висмут, барий (следы).

При сравнении имеющихся химических анализов гранитов второй фазы малханского комплекса Осинового хребта со средним составом гранитов, по Р.Дэли, в первых отмечается пересыщенность алюминием и резкое преобладание железа над магнием. Химические анализы и числовые характеристики, по А.Н.Заварицкому, приведены в табл. I (анализы 5 и 6).

Вблизи контактов с более древними породами характерны инъекции гранитного материала во вмещающие породы с образованием в них небольших участков гибридных пород. Сами граниты в эндоконтакте контаминированы и обладают мелкозернистым сложением. На контакте гранитов с метаморфическими породами часто образуются скарны. С ними связаны несколько рудопроявлений железа и Соухусанское железорудное месторождение.

Дайковые образования комплекса представлены микрогранитами (γPz_1), аплитами (ϵPz_1), пегматитами (pPz_1). Направление жил северо-восточное и северо-западное, мощность их не превышает 1-5 м, протяженность 100-200 м. Контакты жил обычно крутопадающие.

Нижняя возрастная граница малханского интрузивного комплекса устанавливается по прорыванию диоритами и гранитами нижнекембрийских метаморфизованных пород хохюртовской свиты в бассейне р.Урсн; верхняя - по залеганию на них эффузивов триасо-

вой цаган-хунтейской свиты в бассейнах р.Холы и р.Бутуя. По результатам двух анализов абсолютного возраста биотитовых гранитов В.И.Черных в 1964 г. установил время становления комплекса, соответствующее ордовику. Возраст гранитов Осинового хребта составляет 425 ± 42 млн.лет ($K=5,82\%$, $A^{40}/K^{40}=0,0264$). Возраст гранитов южного склона Яблонового хребта составляет 474 ± 47 млн.лет ($K=3,83\%$, $A^{40}/K^{40}=0,03$).

На основании приведенных данных возраст малханского интрузивного комплекса датируется как ордовикский.

Карбоновые интрузии

Даурский интрузивный комплекс

Граниты этого комплекса образуют ряд небольших штокообразных массивов в южной половине территории листа N-49-XXXV. Массивы имеют в плане неправильную, обычно несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму. Контакты с вмещающими породами крутопадающие. Площади выходов гранитов на поверхность достигают до 50-100 км². Небезынтересно отметить, что к северу от описываемой территории среднепалеозойские граниты не выделяются, в то время как к югу они занимают огромные площади.

Среди пород комплекса выделяются среднезернистые роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты. В краевых и апикальных частях интрузии развиты мелкозернистые граниты.

Среднезернистые граниты (γC) имеют гипидиоморфнозернистую, аллотриоморфнозернистую структуры. Состоят из идиоморфных таблитчатых сдвойникованных кристаллов олигоклаза-андезина № 28-30 (30-35%), калиевого полевого шпата (25-30%), ксеноморфного кварца (25-30%), биотита (до 10%), роговой обманки (до 5%). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом и рудным минералом. Вторичные минералы: серицит, хлорит, эпидот. Калиевый полевой шпат обычно присутствует в двух генерациях. В одном случае он ксеноморфный и целитизированный, в втором - идиоморфный, незамещенный; во втором случае кристаллы его достигают 1-1,5 см по длинной оси. Вкрапления часто развиваются по плагиоклазу и содержат его включения.

Мелкозернистые граниты по составу аналогичны среднезерни-

^{*} Все анализы абсолютного возраста пород, приводимые здесь и далее, выполнены в центральном лабораторном комплексе Бурятского геологического управления. Определения произведены калий-аргоновым методом по полевому шпату без изучения изотопии.

стым. Кроме этих разновидностей, в эндоконтактах массивов среднепалеозойских гранитов отмечаются гибридные породы, которые отличаются от обычных мелкозернистых гранитов наличием большого количества хлорита, эпидота и амфибола.

Химический анализ биотитового гранита, развитого в верховьях р.Конды, приведен в табл. 3 (анализ 7).

По химическому составу граниты комплекса близки к нормальным гранитам, по Р.Дэли, но отличаются от них большим содержанием кремнезема. Натрий преобладает над калием. Из цветных минералов основную роль играют железисто-магнезиальные, в которых железо преобладает над магнием.

Спектральным анализом в гранитах установлены следующие элементы: свинец, галлий, бериллий, иттрий и иттербий (до 0,003%), олово, ниобий, барий (следы). В гидротермально измененных разновидностях их в верховье р.Конды отмечены молибден и вольфрам (до 0,01%), медь (до 0,02%).

Помимо петрохимических особенностей, граниты даурского интрузивного комплекса отличаются от других интрузивных пород района повышенной (до 25 мкР/час) радиоактивностью, т.е. более чем вдвое по сравнению с ними. Обнажения гранитов даурского комплекса представляют собой останцы столбообразной формы, иногда с матрацевидной отдельностью или с характерной формой эолового выветривания, тогда как, например, обнажения гранитоидов мало-куналейского и малханского комплексов обычно образуют каменные россыпи или разрушенные обнажения с плитчатой отдельностью.

Дайковые образования комплекса представлены жилами плагиогранитов (γPz_1), аплитов (ϵPz_1), пегматитов ($p Pz_1$). Большинство даек имеют северо-восточную ориентировку с крутыми углами падения, однако в некоторых случаях они имеют северо-западное простирание. Мощность даек колеблется от 0,5 до 5-15 м, протяженность их 100-150 м.

Проявлений полезных ископаемых, связанных с даурским интрузивным комплексом, немного. Следует лишь отметить, что в протоколах пегматитив, развитых в бассейне р.Антиготы, установлены: касситерит (до 18 знаков), галенит (редкие знаки) и минерал из группы колумбит - танталита (4 гр/м³). В гидротермально измененных катаклазированных гранитах в верховье р.Конды отмечается рассеянная минерализация торбернита, представляющая минералогический интерес.

Нижняя возрастная граница даурского интрузивного комп-

Таблица 3
Химический состав интрузивных пород даурского, мало-
куналейского и гуджирского комплексов в % (аналитик Копнова Л.Г.,
БГУ, 1963 г.)

Компо- ненты	Содержание компонентов, %				
	7	8	9	10	II
SiO ₂	70,76	74,08	61,98	70,00	74,98
TiO ₂	0,26	0,13	0,72	0,40	0,16
Al ₂ O ₃	14,30	12,29	17,51	14,79	12,76
Fe ₂ O ₃	1,10	0,73	2,04	2,18	0,71
FeO	2,59	2,37	1,45	1,24	0,80
MnO	0,04	0,04	0,08	0,04	0,01
MgO	1,23	0,37	1,03	0,44	0,21
CaO	2,12	1,34	2,50	0,40	0,38
Na ₂ O	4,00	4,00	5,66	4,00	3,95
K ₂ O	2,90	4,15	5,53	5,70	4,96
P ₂ O ₅	0,13	0,06	0,23	0,02	0,02
SO ₃	-	0,05	-	-	0,06
П.п.п.	0,28	1,02	0,57	0,30	0,30
Влага	-	0,01	-	-	-
Сумма	99,71	100,64	99,30	99,51	99,30
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому					
a	12,8	14,4	20,5	16,6	15,4
c	2,5	0,8	1,6	0,5	0,4
b	6,2	3,9	6,3	5,3	1,8
s	78,5	80,9	71,5	77,6	82,4
a'	12,9	-	-	30,4	17,3
c'	-	20,2	24,2	-	-
f'	53,8	66,7	48,4	55,7	65,4
m'	33,3	13,3	27,4	13,9	17,3
n	67,7	59,3	61,2	51,6	52,3
q	+28,9	+32,2	+0,5	+21,5	+33,6

П р и м е ч а н и е. 7 - гранит (даурский комплекс); 8 -
гранит; 9 - граносиенит; 10 - мелкозернистый гранит (малоку-
налейский комплекс); II - гранит (гуджирский комплекс).

лекса определяется порыванием гранитоидов малханского интрузив-
ного комплекса в бассейнах рек Мготы и Антиготы. Абсолютный
возраст гранита, взятого из массива в верховьях р.Конды и оп-
ределенного в 1964 г. В.Н.Черных калий-аргоновым методом (по
полевому шпату), составляет 379 ± 37 млн. лет ($K=5,97\%$,
 $A^{40}/K^{40} = 0,0234$), что соответствует среднему палеозою.

Более убедительно возрастная граница даурского комплекса
определена южнее описываемой И.Н.Фоминным (лист М-49-У), где
нижняя возрастная граница комплекса определяется активным кон-
тактом даурских гранитоидов с нижнекарбовыми отложениями ор-
тинской свиты, а верхняя - по залеганию на них эффузивов триа-
са. На основании этих данных принимается карбовый возраст
гранитов.

Т р и а с о в ы е и н т р у з и и

Мало-куналейский интрузивный комплекс

Гранитоиды мало-куналейского комплекса образуют ряд штокооб-
разных тел размером от 1 до 100 км². Они пространственно приуроче-
ны к прибортовым участкам депрессий и особенно к ослабленным зо-
нам и участкам их пересечений на Осиновом и Мготинском хреб-
тах и в бассейне р.Телерги. Мало-куналейский комплекс - инт-
рузии трещинного типа. Массивы гранитоидов комплекса имеют
неправильные извилистые контуры и крутопадающие контакты с
вмещающими породами. Породы комплекса характеризуются серыми,
темно-серыми, розовыми цветами, часто с фиолетовым оттенком,
средне-, мелкозернистой структурой, миаролитовой текстурой.

Среди пород мало-куналейского комплекса выделяются сле-
дующие фациальные разновидности: 1) среднезернистые аляскито-
вые граниты и граносиениты; 2) среднезернистые рибекитовые и
эгириновые граносиениты; 3) мелкозернистые порфиоровидные гра-
ниты и граносиениты. Наибольшим распространением из перечислен-
ных разновидностей пользуются с р е д н е з е р н и с т ы е
г р а н и т ы (γT), которыми сложены центральные части большинст-
ва массивов; г р а н о с и е н и т ы (γ&T) встречаются реже и
приурочены обычно к краевым или апикальным частям. Мелкозер-
нистыми разновидностями сложены приконтактные участки (гибридная краевая
фация), а также два массива: Мготинский массив мелкозернистых
граносиенитов и массив гранитов на г.Ундур-Надун-Бильчир.

Между фациальными разновидностями повсеместно наблюдались
постепенные переходы. Среднезернистые породы наиболее распро-
-

раненной интрузивной фации по мере приближения к контакту становятся сначала порфировидными, а затем мелкозернистыми. Изменение состава от центральной части к апикальной наблюдается не всегда. Наиболее отчетливо оно проявилось в Телергинском массиве. Сравнительная петрографическая характеристика фациальных разновидностей комплекса приведена в табл. 4.

Таблица 4

Минеральный состав интрузивных пород мало-куналейского комплекса

Среднезернистый рибекит-эгири- новый гранит	Среднезерни- стый эгирино- вый граносие- нит	Мелкозерни- стый гранит	Мелкозернистый граносиенит
Структуры			
Гранитная, гипидиоморфнозернистая	Призматическо-зернистая, аллотриоморфнозернистая	Порфировая с гранитной структурой основной массы	Гранитная аллотриоморфнозернистая
Минеральный состав, %			
Кварц-30, микропертит-60, рибекит-1-2, эгирин-3-5	Кварц-8, олигоклаз 5-6, микропертит-60, эгирин-5	Кварц-25, микропертит-65, биотит-5	Кварц-7-10, микропертит-80, биотит-7-8
Акцессорные минералы, %			
Магнетит, циркон, сфен (3)	Магнетит, сфен, циркон (1-3)	Циркон, магнетит (1)	Апатит, сфен, магнетит (1-2)
Вторичные минералы			
Хлорит, пелит, альбит, лейкоксен	Альбит	Альбит	Альбит

В табл. 3 приводятся результаты химических анализов гранитов Яблонового хребта (анализ 8), граносиенитов, развитых в верховьях р.Конды (анализ 9) и мелкозернистых гранитов бассейна р.Талы (анализ 10). С петрохимической стороны гранитоиды мало-куналейского комплекса характеризуются пересыщенностью кремнеземом в гранитах и недосыщенностью им в сиенитах; большим ко-

личеством щелочей, лейкократовым обликом. Спектральным анализом гранитоидов мало-куналейского комплекса обнаружены: медь, свинец, цинк (до 0,01%); галлий, бериллий, иттербий (следы); стронций, иттрий, барий (0,001-0,01%). С метасоматически измененными (альбитизированными) гранитами связаны тантало-ниобиевая минерализация (водораздел р.Барун-Суон и ее правого верхнего притока) и редкоземельное проявление (гора Шара-Горхон).

Дайковые образования

Дайковые образования, связанные с мало-куналейским комплексом, пользуются значительным распространением. Они представлены: гранит-порфирами ($\gamma\pi T$), гроссидитами ($\chi\gamma T$), бостонитами ($\xi\pi T$). Простираание даек северо-восточное и северо-западное. Мощность 3-5 м. Длина 150-200 м. Падение крутое.

Нижняя возрастная граница комплекса определяется прорыванием им эффузивных образований чаган-хунтейской свиты триасового возраста в бассейнах рек Суон и Антиготы; верхняя — наличием галек субщелочных гранитов в составе конгломератов нижне-среднерской харьлгатинской свиты в бассейне р.Нарын-Бильчира.

Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом (по полевоому шпату) гранитов горы Шара-Горхон и правобережья р.Улундула, проведенное В.И.Черных в 1964 г., дает возраст соответственно в 250 ± 25 млн.лет ($K=3,42\%$, $A^{40}/K^{40}=0,0149$) и 201 ± 20 млн.лет ($K=6,37\%$, $A^{40}/K^{40}=0,01164$). В связи с этим возраст субщелочных гранитоидов мало-куналейского комплекса считается триасовым.

Триасово-раннеюрские интрузии

Гуджирский интрузивный комплекс

Гранитоидные породы гуджирского интрузивного комплекса ($\gamma T-J_1$) образуют небольшие (от 1-8 км²) эллипсовидные в плане штоки и дайковые тела на водоразделе ключей Шибирту и Соухусан, в бассейне р.Барун-Суон, на Мготинском и Осиновом хребтах и в верховьях р.Дагачи.Штоки заметно вытянуты в субширотном направлении. Простираание даек этого комплекса преимущественно северо-восточное и северо-западное.

Мощность от 2-5 до 30 м. Длина — десятки и первые сотни метров. Тела гранитоидов этого комплекса сконцентрированы в широкой полосе развития субпараллельных северо-восточных разрывов на водоразделе, заключенном между Верхнекондинской и Беклемиевской депрессиями.

Граниты гуджирского комплекса лейкократовые. Состав: кварц, олигоклаз, редкие чешуйки биотита, микроклин. Для них характерен свежий облик, мелко-среднезернистое сложение, массивная текстура. Цвет розоватый, розовато-серый, розовато-красный с серым (до темно-серого цвета) кварцем.

По результатам геофизических исследований установлено, что эти гранитоиды обладают пониженной магнитной восприимчивостью и при детальной магнитной съемке отчетливо отличаются от других гранитов.

Приконтактные изменения во вмещающих породах выражаются в пиритизации, окварцевании, альбитизации и грейзенизации. Поскольку тела гранитов гуджирского комплекса приурочены к тектоническим нарушениям, то ширина зон метасоматически измененных пород зависит от степени дробленности вмещающих пород и редко превышает первые десятки метров. Исключением являются штоки гранитов в верховьях р. Дагачи и в Осиновом хребте, вокруг которых грейзенизированные породы распространены почти на 200-300 м.

Химический анализ пробы гранитов гуджирского интрузивного комплекса (см. табл. 3, анализ II) показывает, что порода пересыщена алюминием, кремнеземом и богата щелочами. Темноцветные минералы представлены слюдами, при этом в составе цветной части основную роль играют магнезиально-железистые компоненты при резком преобладании железистой составляющей. Величина

$d = 52,3$ свидетельствует о наличии калиевого полевого шпата, причем калий и натрий присутствуют в породе примерно в равном количестве.

По химическому составу данные граниты отличаются от щелочноземельных гранитов, по Р. Дэли, повышенным содержанием кремнезема.

С гранитоидами гуджирского интрузивного комплекса связаны проявления бериллия (Осинный хребет), молибденит, сфалерита и пирита (водораздел рек Соухусана и Шибарту, верховья р. Дагачи), тантала и ниобия (в низовьях р. Дагачи).

Спектральным анализом гранитоидов гуджирского комплекса установлены следующие элементы: молибден (0,003%), бериллий (следы), иттрий (0,001-0,003%), иттербий (следы), барий (0,01-

0,03%), ниобий (0,003%), олово (следы), свинец, цинк, цирконий и стронций (0,001-0,003%).

Среди дайковых образований комплекса выделены гранит-порфиры ($\gamma_{\text{ПТ-Г}}$), фельзиты ($\phi_{\text{ПТ-Г}}$), кварцевые порфиры ($\kappa_{\text{ПТ-Г}}$) и аплиты ($\alpha_{\text{ПТ-Г}}$). В составе даек установлены те же самые минералы, которые характерны для гранитов в массивах. Главное отличие заключается в особенностях структур. Гранит-порфиры обладают порфировой структурой с микрогранитовой структурой основной массы. Во вкраплениях присутствуют каплевидные зерна кварца или идиоморфные кристаллы микроклина. Кварцевые порфиры отличаются стекловатой или скрытокристаллической структурой основной массы. Фельзиты и аплиты обладают соответственно фельзитовой и аплитовой структурами.

Определения абсолютного возраста описываемых гранитоидов не проводились. Основанием для отнесения гранитов к триасово-раннеюрскому гуджирскому интрузивному комплексу послужило прорывание ими гранитов триасового мало-куналейского комплекса в бассейне р. Дагачи и всех более древних образований в других местах. Верхняя возрастная граница данного комплекса определяется наличием галек "гуджирских" гранитов в конгломератах нижне-среднеюрской харлугатинской свиты в бассейне р. Урсн.

Меловые интрузии

Хурай-байбинский комплекс

К хурай-байбинскому комплексу отнесены дайковые образования среднего состава, образующие спорадические скопления вблизи зон тектонических разрывных нарушений в бассейнах рек Осиновки, Бутуя и в ряде других мест. К ним относятся микродиориты, сиенито-диориты и керсантиты. Дайки, как правило, имеют крутое (до вертикального) падение и северо-восточное (или северо-западное) простирание. Размеры даек в длину достигают 200 м, в ширину — от 2 до 15 м. Зальбанды даек часто катаклизированы.

Микродиориты ($\delta_{\text{МСГ}}$) представляют собой темно-серые или зеленовато-серые породы, состоящие из мельчайших гипидиоморфных зерен среднего плагиоклаза, роговой обманки и биотита. Кроме этих минералов в породе также наблюдается большое количество (до 10%) ильменита, титаномagnetита, сфена и апатита. Из эпимагматических образований сильно развиты хлорит, сосюрит, кальцит и эпидот.

Сиенито-диориты ($\epsilon\delta\text{Cr}$) – аллотриоморфно-зернистые зеленовато-розовые породы, в которых вместе со средним плагиоклазом (андезином) и роговой обманкой, присутствует (в количестве до 15–20%) розовый микроклин. Кроме того, имеются магнетит, циркон и сфен. Первичные минералы сиенито-диоритов интенсивно замещены новообразованиями биотита, хлорита, эпидота и цоизита.

Керсантиты ($\delta\epsilon\text{Cr}$) – это меланократовые темно-серые ксеноморфно- или идиоморфнозернистые породы, состоящие из мелких кристаллов среднего плагиоклаза и большого количества мелкочешуйчатого биотита. В незначительном количестве наблюдается микропертит. Породы сильно замещены вторичными минералами.

Характерной особенностью всех этих даек является их высокая радиоактивность, достигающая до 100 мкР/час. Природа радиоактивности тороновая. Химический анализ даек хурай-байбинского комплекса не проводился. Минералогическое изучение искусственных плихов показало наличие в дайках небольшого количества (редкие знаки) пирита, флюорита, цитолита, монацита, рутила и торита. Спектральным анализом даек установлено присутствие следов молибденита, олова и иттербия; 0,003–0,006% ниобия и 1–3% фтора.

Изучение абсолютного возраста даек, относимых к хурай-байбинскому комплексу, не проводилось. Установление их возраста основано на некоторых косвенных признаках. Наблюдения показывают отсутствие какой-либо избирательной приуроченности этих даек к местам выходов тех или иных интрузий и эффузий. Так, в бассейнах рек Туранки и Иргенки дайками хурай-байбинского комплекса прорваны интрузивные образования нижнепалеозойского малханского комплекса, а в бассейнах рек Антиготы и Цаган-Гола этими же дайками прорваны эффузивы цаган-хунтейской свиты. В то же время поля распространения даек среднего состава заметно тяготеют к позднемезозойским разрывным тектоническим зонам. Например, в бассейне р. Осиновки, где закартировано особенно много даек хурай-байбинского комплекса, проходит крупный разлом, смещающий (к югу) отложения гусиноозерской серии. В бассейне р. Осиновки с дайками комплекса установлена связь метаморфических ореолов рассеяния фтора, распространяющихся к югу (вдоль разлома) на площадь развития отложений гусиноозерской серии. Такая сопоставляемость связи пород, тектоники и геохимии позволяет считать приемлемым меловой возраст описываемых даек, т.к. становится очевидным, что дайки являются более позд-

ними, чем верхнеюрско-нижнемеловые образования гусиноозерской серии. И, наконец, ассоциация выделенных в районе даек аналогична по составу одноименному дайковому комплексу, выделенному в центральной части Бурятии и отнесенному к нижнему мелу.

ТЕКТНИКА

В тектонической структуре района выделяются протерозойский, нижнепалеозойский, среднепалеозойский, нижнемезозойский, верхнемезозойский и кайнозойский структурные ярусы (рис. 1).

Протерозойский структурный ярус объединяет метаморфические породы застепинской толщи и гранитоиды хамар-дабанского комплекса. Площади их развития занимают не более 1% исследованной территории. В качестве главного структурного элемента протерозойского яруса выделяется Яблонувый антиклинорий, ядро которого совпадает с осевой частью одноименного хребта. На нашей и прилегающих территориях ядро антиклинория сложено интрузивными породами. Оба крыла антиклинория прослеживаются по выходам пород застепинской толщи. В ряде случаев в ксенолитах отмечаются реликты слоистости, крутопадающей (до 75°) в стороны от ядра складки. В большинстве случаев первоначальная слоистость затухивается параллельной или косонаправленной сланцеватостью, а также мелкой пльчатостью.

Нижнепалеозойский структурный ярус представлен метаморфизованными породами хохиртовской свиты и интрузивами малханского комплекса. Эти образования занимают почти четверть планшета. Сохранившиеся от размыва участки пород хохиртовской свиты в бассейнах рек Урсы и Дархиты рассматриваются как фрагменты крыльев палеозойского синклинория, совпадающего с выделенной Б.А.Ивановым (1949) Тутнуйско-Кондинской синклинальной структурой.

В настоящее время в вещественном и структурном отношении наиболее детально изучен урсинский ксенолит. Он представляет собой ядро асимметричной синклинальной складки (складка второго порядка на южном крыле синклинория) с крутым, до вертикального и перевернутого (на Соухусанском месторождении), падением северного крыла и несколько более пологим (до 55°) – южного. Общее простирание нижнепалеозойских структур описываемого района северо-восточное. Разрывная тектоника этого возраста не ясна. Она затухивается более поздними тектоническими процессами.

Среднепалеозойский структурный ярус выделен условно, так как представлен гранитоидами. Они

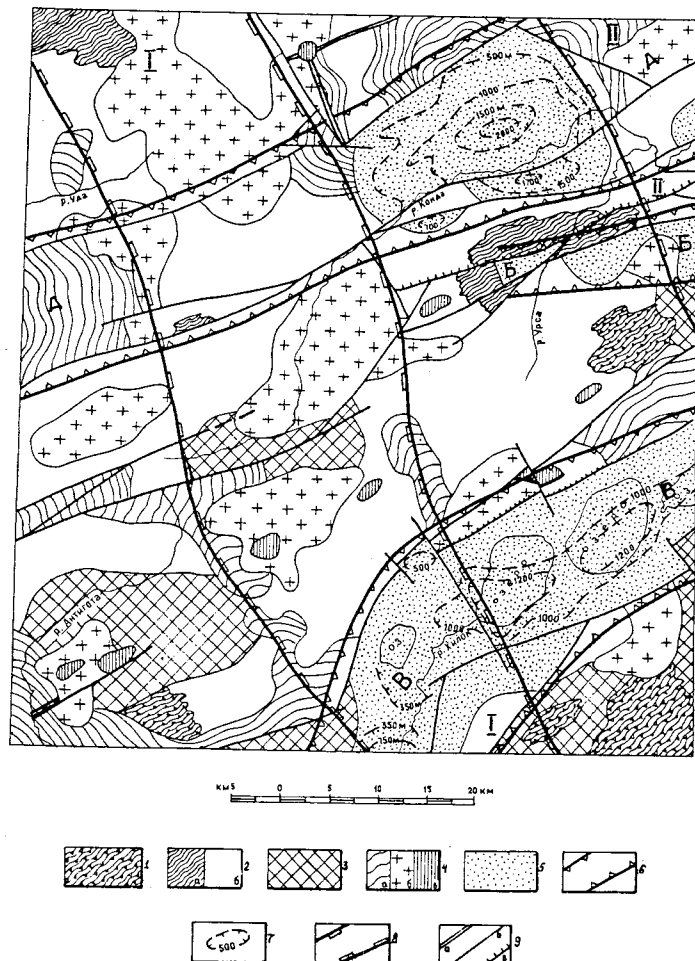


Рис. 1. Тектоническая схема (составил В.Ф.Ерхов)

Структурные ярусы: I - протерозойский; образования застепинской толщи и гранитоиды хамар-дабанского комплекса. 2 - нижнепалеозойский: а - образования хохтуровской свиты; б - гранитоиды малханского комплекса; 3 - среднепалеозойский; гранитоиды даурского комплекса; 4 - нижнемезозойский: а - образования цаган-хунтейской свиты; б - гранитоиды малокуналейского комплекса; в - гранитоиды гуджирского комплекса; 5 - верхнемезозойский; образования харьугатинской свиты и гузиноозерской серии. Структурные элементы: 6 - северо-восточные глыбовые синклинали (системы верхнемезозойских впадин) - Кондинская (А-А), Урсинская (Б-Б), Беклемишевская (В-В); 7 - линии изоглубин кристаллического фундамента впадин по данным ВЗЗ; 8 - северо-западные глыбовые антиклинальные структуры (поперечные сводовые поднятия) - Хурейта-Хилокская (I-I), Ньрунская (П-П); 9 - разрывные тектонические нарушения: а - нижнемезозойские разломы; б - верхнемезозойские разломы вертикальные; в - верхнемезозойские разломы наклонные.

развиты лишь на южной половине территории листа К-49-XXXУ, где занимают около 20% площади. Стратифицированных отложений среднего палеозоя здесь нет. Однако в нескольких километрах к югу известны осадочные образования карбона (ортинская свита), смятые в северо-восточные складки и прорванные гранитоидами даурского комплекса.

Граниты даурского интрузивного комплекса образуют эллипсоидные в плане массивы, вытянутые в северо-восточном направлении на 15-20 км. Внутреннее строение массивов в тектоническом отношении изучено недостаточно.

Площади, к которым тяготеют нижнепалеозойские (каледонские) и среднепалеозойские (герцинские) образования отчетливо различаются по особенностям регионального магнитного поля

ΔT_a (рис.2). Так, над каледонскими структурами устанавливаются обширные "размытые" поля невысоких положительных и отрицательных величин (от -500 до +1000 гамм), тогда как над герцинидами выявляются контрастные полосовидные поля, вытянутые в северо-восточном направлении, с более высокими положительными и отрицательными (от -1000 до +2500 гамм) значениями ΔT_a .

На границе этих ярусов вдоль Холинского хребта и далее по водоразделу между Верхнекондинской и Беклемишевской депрессиями в северо-восточном направлении проходит широкая долгоживущая ослабленная зона, которая на описываемой площади и за ее пределами фиксируется полосой распространения штоков мезозойских гранитов и серий мощных часто выраженных в рельефе разломов. Ослабленная зона хорошо прослеживается по крайней мере от верховий р.Кудуна до среднего течения р.Конди, т.е. на протяжении почти двухсот километров.

Глубинный характер этой зоны разломов и расположение ее вдоль внешних северных контуров гранитных массивов среднепалеозойского даурского комплекса позволяет рассматривать ее в качестве участка структурного шва между каледонской и герцинской складчатыми областями.

Н и ж н е м е з о з о й с к и й с т р у к т у р н ы й я р у с образован вулканогенными породами цаган-хунтейской свиты и гранитоидами малокуналейского интрузивного комплекса. К этому же ярусу мы условно относим трещинную интрузию гуджирского комплекса. Возникновение этой ассоциации пород вызвано

*) При этом отсутствует отчетливое соответствие выходов какого-либо одного комплекса пород с магнитными аномалиями: очевидно, последние обусловлены особенностями строения более глубоких частей земной коры.

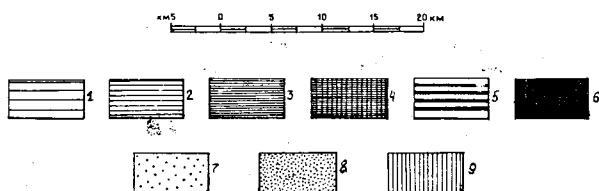
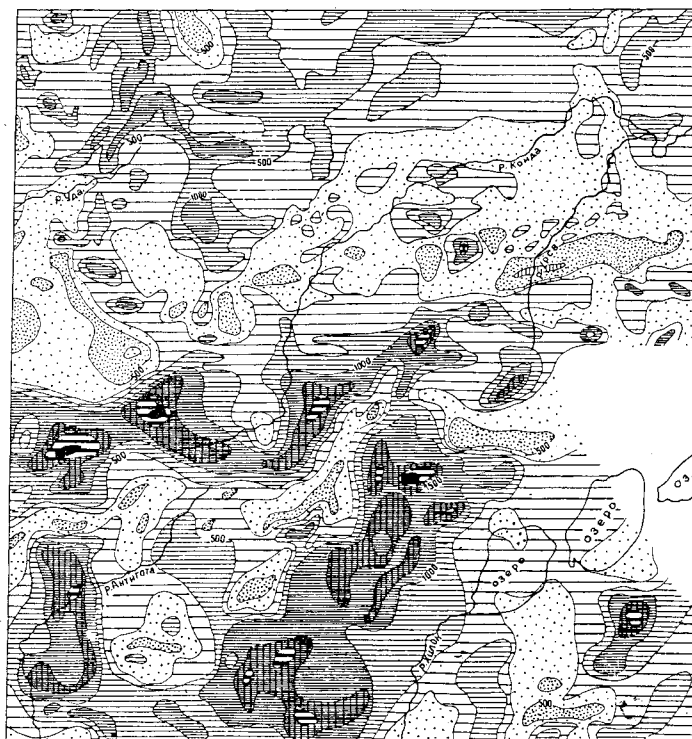


Рис. 2. Схема магнитного поля (составил В.Ф.Ерхов по материалам В.В.Сусленникова (1956ф) и А.Л.Шпилькова (1961ф))

Значения ΔT_a в гаммах: 1-6 положительные: 1 - 0-500; 2 - 500-1000; 3 - 1000-1500; 4 - 1500-2000; 5 - 2000-2500; 6 - свыше 2500; отрицательные: 7 - 0-500; 8 - 500-1000; 9 - свыше 1000

своеобразным субплатформенным (мобильная платформа) развитием района, в результате которого сильное развитие получили глубинные дизъюнктивные нарушения. Основные ослабленные зоны отчетливо фиксируются выходами мезозойских эффузивных и интрузивных пород.

Северо-восточные ослабленные зоны выделены вдоль обоих бортов Верхнекондинской и Беклемишевской впадин, а северо-западные - на участках между истоками р.Хурейты и оз.Иргень и между устьем р.Хурейты и оз.Шакшинское. К участкам пересечения северо-восточных и северо-западных ослабленных зон приурочены крупные неправильные по форме массивы мало-куналейской интрузии.

Анализ пространственного расположения эффузивных и интрузивных пород нижнемезозойского структурного яруса позволяет утверждать сопряженное (одновременное) развитие как северо-восточных, так и северо-западных структур.

Нижнемезозойские тектонические процессы привели к раздроблению домезозойского кристаллического фундамента на отдельные ортогональные блоки, которые испытывали перемещение по отношению друг к другу и в последующее время.

Верхнемезозойский структурный ярус представлен континентальными нормально-осадочными отложениями харькутинской свиты и гусиноозерской серии, развитыми в Верхнекондинской и Беклемишевской межгорных впадинах.

Беклемишевская впадина протягивается в длину на 120 км. В описываемую площадь она входит своей средней частью, которая образует в плане коленообразный изгиб с изменением направления простирания от субмеридиального (на юге) до северо-восточного (на севере). Изученная часть Беклемишевской впадины представляет собой (по данным ВЭЗ) симметричный прогиб с разломами по бортам, осложненный поперечными антиклинальными перемычками. Максимальная мощность верхнемезозойских отложений достигает в районе оз.Арахлей 1200 м. Минимальная глубина залегания фундамента существует над перемычками в районах оз. Иван и оз.Иргень и составляет около 350 м.

Гораздо более сложными, чем Беклемишевская, являются Верхнекондинская впадина, вытянутая в субширотном направлении, и параллельная ей Урсинская депрессия. По геофизическим данным, Верхнекондинская впадина имеет сложный ступенчатый фундамент с максимальной глубиной погружения в районе оз.Халеру, равной 2000 м. Урсинская впадина имеет глубину около 500 м. Верхнемезозойские отложения в обеих впадинах имеют моноклинальное

падение в сторону разделяющего их тектонического выступа фундамента под углом от 5 до 40°.

Беклемишевская и Верхнекондинская впадины отделяются друг от друга Осиновой антиклинальной структурой, сложенной древними кристаллическими породами.)

Кроме описанных выше северо-восточных структур в районе выделяются крупные верхнемезозойские дислокации северо-западного простирания. Как уже говорилось, в Беклемишевской впадине наблюдается поперечное антиклинальное поднятие фундамента между Иргенской и Шакшинской мульдами. На севере площади подобную же роль выполняют перемычки из кристаллических пород между Дабан-Горхонской (лист N-49-XXXIV), Верхнекондинской и Среднекондинской впадинами. Все эти элементы являются составными частями более крупных северо-западных антиклинальных структур, пересекающих несколько систем впадин и хребтов. Замечено, что участки впадин, соответствующие местам пересечений с северо-западными антиклинальными структурами, всегда характеризуются поднятиями в кристаллическом фундаменте, а участки хребтов — максимальными абсолютными высотами в рельефе (например, гора Ундугун-Синяя).

Северо-западные антиклинальные структуры и причины их возникновения в настоящее время изучены крайне слабо. Дальнейшее их изучение представляет значительный интерес, т.к. уже теперь намечается приуроченность к антиклинальной перемычке в Беклемишевской впадине нерудных полезных ископаемых: фосфоритов, сидеритов, углей; а на Осиновом хребте — ряда ореолов рассеяния металлов и фтора.

Заканчивая описание верхнемезозойского структурного яруса, необходимо отметить, что тектонические процессы по-разному проявились в пределах каледонского и герцинского участков кристаллического фундамента. Они предопределили возникновение на севере площади плавных рельефных форм Витимского плоскогорья, а на юге — среднегорья Забайкалья, с резко выраженными хребтами и межгорными впадинами.

Кайнозойский структурный ярус образован четвертичными отложениями. При их изучении установлено, что четвертичная тектоника представляет собой слабые отзвуки верхнемезозойского тектогенеза и проявляется в незначитель-

^{*)} Б.А.Иванов (1949) предложил называть данные структуры "глубокими синклинальными и антиклинальными структурами", подчеркивая этим большую роль как складчатых движений, так и разрывов.

ных вертикальных перемещениях структур древнего заложения. Между Дабан-Горхонской, Верхнекондинской и Среднекондинской впадинами, а также между озерами Иргень и Шакша в Беклемишевской депрессии отмечаются участки воздымания.

Разрывные нарушения

Разрывные нарушения отмечаются на площадях развития различных геологических подразделений. Большинство разломов было заложено, по-видимому, в палеозойское время, но в дальнейшем они несколько раз подновлялись. По времени проявления их максимальной активизации на площади листа выделяются нижнемезозойские и верхнемезозойские разрывные нарушения. Нижнемезозойские разломы установлены в двух местах. Один из них располагается на восточном склоне долины р. Хилы. Здесь в гранитах малханского комплекса наблюдается зона катаклазитов, вытянутая на расстоянии около 1 км в северо-восточном направлении. Ширина ее 300-400 м. В отдельных участках катаклазированные граниты пронизываются вертикальными неравномерно раскристаллизованными жилами эффузивов кислого состава, которые восточнее сливаются с эффузивным покровом цаган-хунтейской свиты; т.е. это разрывное нарушение служило подводящим каналом лав.

Второй разлом отмечен в верховьях р. Барун-Суба. Здесь пересекаются два взаимно-перпендикулярные разрывные нарушения, выраженные широкими (до 200 м) зонами катаклазированных пород. Место их пересечения залечено штоком не затронутых катаклизмом триасово-нижнеюрских гранитов гуджирского комплекса.

Верхнемезозойские разрывные нарушения являются доминирующими. Среди них по направлению выделяются северо-восточные и северо-западные разломы, а по характеру смещений — сбросы, взбросы и сдвиги.

Преобладающее развитие получили северо-восточные разрывы. Они выявлены вдоль бортов Верхнекондинской и Беклемишевской депрессий, а также в бассейнах рек Урсы и Антиготы. Наиболее мощное нарушение этого направления проходит, не прерываясь, через всю описываемую площадь вдоль долин рек Холы и Конды. Этот разлом представляет собой вертикальную (или крутопадающую) милонитизированную зону шириной до 300 м, по которой северные блоки пород опущены на 400-500 м.

С южной стороны от этого разлома закартировано несколько параллельных оперяющих взбросовых разрывных нарушений, круто наклоненных к северу и, очевидно, присоединяющихся к нему на глубине, а также несколько перпендикулярных вертикально падаю-

щих оперяющих разломов северо-западного простирания. Все они образуют широкие (до 150 м) зоны тектонитов и заметно выражены в рельефе. В междуречье Конды и Антиготы вблизи этих зон установлены грейзенизация, пиритизация и окварцевание пород; а в бассейне р. Урон — альбитизация, турмалинизация, флюоритизация и окварцевание пород.

Главный Кондинский разлом и серия оперяющих его разрывных нарушений, по нашему мнению, представляют собой подновление в верхнем мезозое древнего структурного шва между каледонским и герцинским структурными ярусами.

Северо-восточные сбросо-сдвиговые разрывные тектонические нарушения, закартированные вдоль северного борта Верхнекондинской и в краях Беклемишевской депрессий, проявились гораздо слабее. Они образуют неширокие (в несколько метров) зоны дробления, прослеживающиеся в длину на несколько десятков километров. Амплитуды смещений в горизонтальном направлении достигают несколько сотен метров. Южные блоки пород обычно смещены к западу. В ряде случаев эти разрывные нарушения пересечены северо-западными разломами и смещены по ним.

Разрывные нарушения северо-западного простирания имеют меньшее значение. Они прослеживаются по нешироким зонам катаклазированных пород не более, чем на несколько километров в длину. В некоторых случаях, например, на горе Ундугун-Синья, с этими разломами связаны окварцевание и пиритизация. Однако рудоконтролирующая роль этих разломов еще слабо изучена.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития района устанавливается с протерозойского времени. В среднем протерозое на площади листа существовали геосинклинальные условия. Накопление обломочного материала в этот период осуществлялось, по-видимому, за счет разрушения более древней Байкальской складчатой области. В конце среднепротерозойского цикла развития произошла инверсия, в результате которой образовался Яблоновский антиклинорий, вытянутый в северо-восточном направлении. В ядра складок антиклинория внедрились гранитоиды хамар-дабанского интрузивного комплекса.

В нижнем палеозое, предположительно после перерыва в осадконакоплении, в районе произошло возобновление мощных колебательных движений земной коры и восстановление геосинклинального режима. Центральная часть Яблонового антиклинория в это время играла роль устойчивой интрагеосинклинальной структуры. Он

наряду с протерозойской платформой являлся участком размыва. Осадконакопление происходило в районе бассейна р. Конды, где в это время существовал крупный геосинклинальный трог. Складкообразование завершилось внедрением дискордантной интрузии малханского комплекса и консолидацией.

В среднем палеозое складкообразовательные процессы захватили только южную половину исследованной площади. В ее пределах имели место геосинклинальные условия. Вдоль ослабленных зон внедрились конформные штоки гранитоидов даурского комплекса. Их выходы широко известны к югу от р. Конды. После завершения магматизма вся территория района превратилась в платформу. Усилились экзогенные факторы преобразования поверхности. Основная масса продуктов разрушения сносилась за пределы района к югу, где морское осадконакопление существовало в течение среднего и верхнего палеозоя.

В нижнем мезозое в районе существовали континентальные условия. Тектоническая активизация проявилась в интенсивной вулканической деятельности. Вдоль северных бортов Верхнекондинской и Беклемишевской впадин, а также в бассейнах рек Илы, Холы и Антиготы образовались лавово-туфовые покровы. Эффузивная толща триаса формировалась в процессе наслоения весьма неоднородных по петрографическому составу пород, что, по-видимому, говорит о пульсирующем характере излияний и соответственно о неоднородности растяжения и сжатия земной коры в районе.

В верхнем мезозое образовался ряд северо-восточных глыбовых синклинальных и разделяющих их глыбовых антиклинальных складчатых структур.

Относительно природы мезозойского тектогенеза существует несколько близких друг другу точек зрения ("подвижная" или "мобильная" платформа, "активизированный ороген", "третий структурный ярус в развитии земной коры", "область сводового развития" и т.д.). При этом учитывается, что мезозойский тектонический этап по своему значению соизмерим с ранними геосинклинальными этапами, а по характеру проявления противоположен им (И. В. Корешков, 1961), так как протекал в континентальных условиях.

Верхнекондинская впадина древнее Беклемишевской, она в отличие от последней формировалась в два этапа. В начальный этап прогибания сформировались отложения харлгатинской свиты, которые в Беклемишевской впадине отсутствуют; а затем, при возобновлении погружения, образовалась гусиноозерская серия. Между обоими стратиграфическими подразделениями был кратко-

временный перерыв в осадконакоплении.

В верхнем мелу, палеогене и неогене район, очевидно, представлял собой центральную часть водораздельной возвышенности между древними водосборными бассейнами Ангары, Витима и Амура, которая занимала все Прибайкалье и северо-западную часть Забайкалья. Предполагается, что поверхность ее в это время была очень слабо расчлененной, так как на площади отсутствовали хотя бы локальные участки, благоприятные для развития отложений соответствующего времени.

В начале четвертичного времени район подвергся оледенению, вследствие которого возникли водно-ледниковые, а затем и озерные отложения.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Исследованная территория располагается на границе Витимского плоскогорья и Забайкальского среднегорья. В ее пределах с севера на юг наблюдается постепенный переход от выположенного рельефа с невысокими водоразделами и разветвленными речными долинами к расчлененному среднегорью, с хорошо выраженными параллельно расположенными горными хребтами и межгорными впадинами.

Определяющее значение в создании рельефа района имели мезо-кайнозойские тектонические движения, в результате которых на участках поднятий образовались водораздельные хребты, а на участках опусканий – тектонические впадины. В кайнозое эти крупные формы рельефа подверглись интенсивному воздействию экзогенных факторов – эрозии, денудации и аккумуляции. Таким образом, на описываемой площади возникли две генетически различные категории типов рельефа: эрозионно-тектонический рельеф водоразделов и денудационно-аккумулятивный рельеф межгорных впадин (рис.3).

Эрозионно-тектонический рельеф

К описываемому типу рельефа относятся слабо расчлененное низкоегорье и расчлененное среднегорье.

Низкогорный рельеф охватывает бассейны верхних течений рек Уды, Конды, Телерги. Они характеризуются холмисто-увалистыми задернованными водоразделами с широкими, иногда чашеобразными в верховьях, водосборными ложбинами. Абсолютная высота водоразделов достигает 1100–1250 м над уровнем

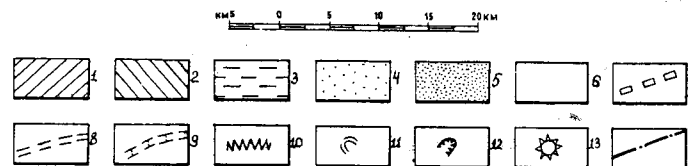
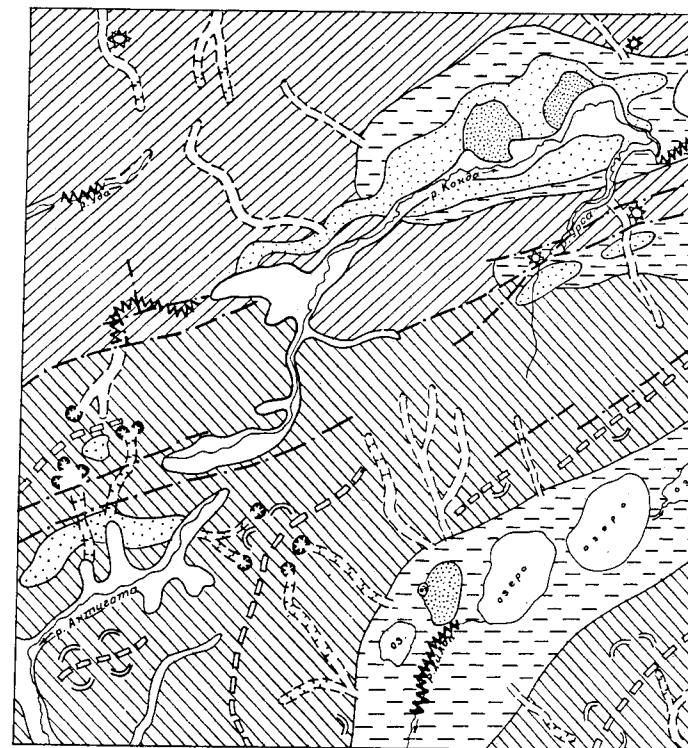


Рис. 3. Геоморфологическая схема (составил В.Ф.Ерхов)

Эрозионно-тектонический рельеф: 1 – слабо расчлененное низкоегорье; 2 – расчлененное среднегорье. Денудационно-аккумулятивный рельеф: 3 – денудационные равнины; 4 – поверхности водно-ледниковой аккумуляции; 5 – поверхности озерной аккумуляции; 6 – поверхности речной аккумуляции. Формы рельефа: 7 – горные хребты; 8 – V-образные речные долины; 9 – корытообразные речные долины; 10 – антецедентные участки речных долин; 11 – нагорные террасы; 12 – кары; 13 – гидролакколиты; 14 – разломы, выраженные в рельефе

моря. Средняя крутизна склонов 8-10°.

Речные долины в пределах низкогорья имеют ширину до нескольких сотен метров, реже до одного-двух километров. Поперечный профиль долин характеризуется здесь постепенным выполаживанием поверхности к руслу. В верхнем течении р.Хурейты и в низовьях р.Конды наблюдаются antecedentные участки долин с V-образным поперечным профилем. Долины, как правило, не террасированы и сильно заболочены. В них часто встречаются термокарстовые озера и бугры пучения.

Расчлененное среднегорье характерно для южной части площади листа. Водоразделы здесь представлены рядом хребтов (Холинский, Мготинский, Осиновый, Яблоновский) с абсолютной высотой до 1300-1444 м над уровнем моря. На хребтах встречаются скальные останцы и крупноглыбовые развалы кристаллических пород. Крутизна склонов достигает 15-25°. В окрестностях оз.Соухандо и в бассейне р.Урсн в рельефе сохранились тектонические уступы высотой до 20-25 м. Они соответствуют крупным нарушениям в земной коре, ограничивающим с юга Витимское плоскогорье.

Речные долины в пределах среднегорного рельефа характеризуются корытообразными поперечными профилями. У подножий хребтов обычно развиты курумы. Эти долины не террасированы. Они лишь слабо наклонены в сторону заболоченной поймы.

В пределах области эрозионно-тектонического рельефа отмечаются многочисленные признаки древнего оледенения. В осевых частях водоразделов широко развиты нагорные террасы. Во многих местах на седловинах хребтов встречаются заболоченные углубления и озера. На склонах Холинского и Осинового хребтов имеются разрушенные кары, здесь же отмечаются эрратические валуны. В бассейнах рек Дагачи, Антиготы и Хурейты отмечаются фрагменты древних "отмерших" долин, которые заполнены ледниковыми образованиями.

Денудационно-аккумулятивный рельеф

Область денудационно-аккумулятивного рельефа охватывает обширные пространства тектонических впадин и крупные речные долины. К ней относятся денудационная равнина Беклемишевской впадины и ряд разновозрастных поверхностей в Беклемишевской и Верхнекондинской впадинах, которые возникли за счет водно-ледниковой, озерной и речной аккумуляции.

Денудационная равнина характеризуется слабо волнистым рельефом, наклоненным к северо-востоку и юго-западу от оз.Арахлей. Озеро Арахлей занимает пологое углубление в центральной части водораздела. В подобных же понижениях располагаются озера Иргень, Шакшинское и Иван. Они разграничены невысокими (5-15 м) увалами (возможно, озерными террасами) и сообщаются между собой только во время большой воды. В пределах рассматриваемой денудационной равнины покров кайнозойских отложений отсутствует. Предполагается, что рыхлые образования смещены к северо-востоку и к юго-западу по впадине за пределы района действием ледника.

Поверхности, образованные за счет водно-ледниковой аккумуляции, развиты в пределах замкнутой Верхнекондинской депрессии и на небольших площадях в бассейне р.Конды. Они располагаются гипсометрически выше тальвегов речных долин на 10-80 м и представляют собой слегка волнистые заболоченные равнины. Возраст этих поверхностей соответствует нижнему и среднему плейстоцену.

Аккумулятивные поверхности озерного происхождения выделены на небольших площадях в осевых частях Верхнекондинской и Беклемишевской впадин, где образуют почти идеально горизонтальные участки. Они совпадают с местами скопления мелких пересыхающих озер и характеризуются интенсивными процессами почвообразования.

Возраст этих поверхностей определяется древнеозерными отложениями и оценивается как верхний плейстоцен.

Аккумулятивные поверхности речного происхождения наиболее сильно распространены в Верхнекондинской впадине. Их формирование объяснено деятельностью постоянных и временных водотоков. В большинстве долин хорошо прослеживается русло. Поверхности тальвегов долин сильно задернованы и заболочены, в ряде случаев они имеют плавные повышения под углом до 3° в стороны от русла. В местах наиболее интенсивного углубления долин выровненные плоскости сменяются эпигенетическими участками врезания. Большой интерес представляют долины правых притоков р.Конды, характеризующихся резкими перегибами продольных профилей и некоторым врезанием русел в их среднем течении. Эти явления представляют собой важные признаки неотектонических движений в районе. С аллювиальными равнинами тесно связаны пологонаклонные поверхности террас нижнего комплекса, располагающиеся вдоль самых крупных рек района Конды и Хилка. Наиболее хорошо прослеживается цоколь-

ная терраса высотой 5-12 м и шириной до 80 м вдоль р.Конды. Протяженность ее составляет 3 км. Склоны террас и их поверхности задернованы, местами прорезаны рывинами временных водотоков.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Металлогенические особенности исследованной территории определяются ее геологическим строением. Она приурочена к южной части железо-полиметаллической и к северной части золото-молибдено-флюоритовой структурно-металлогеническим зонам, выделяемым В.П.Арсентьевым (1964), С.С.Смирновым (1944) и А.А.Якшиным (1962). В формировании металлических и неметаллических полезных ископаемых существенную роль сыграли мезо-кайнозойские этапы тектонической активизации района. В нем имеются месторождения и рудопроявления железа, известняков, угля, фосфоритов, молибдена, бериллия, тантало-ниобатов и различные строительные материалы.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Твердые горючие ископаемые

В настоящее время на рассматриваемой площади известны Урсинское проявление каменного угля и Степное проявление бурого угля.

Каменный уголь

Урсинское проявление (29) каменного угля располагается в одноименной впадине - в районе озер Урса-Нур. Оно было открыто в результате буровых работ, которые проводились с целью изучения разреза харкигатинской свиты. Здесь на глубине 27,0-27,5 м скв. 2 пересечен один пласт угля мощностью 50 см. Кроме того, обломки каменного угля были обнаружены на берегах термокарстовых озер Урса-Нур.

Макроскопически угли характеризуются массивной, чаще слабополосчатой текстурой. Цвет черный, цвет черты интенсивно черный. Блеск углей стеклянный или металлический. Излом раковистый. Твердость (по шкале Мооса) соответствует 4-4,5 м.

Под микроскопом в отраженном свете уголь представляет собой однородную породу с отражательной способностью около

15-20%. В проходящем свете он непрозрачен. Форменные элементы не наблюдаются. Предполагается, что уголь состоит из кларена и витрена.

Технологические испытания трех проб углей показали содержание влаги 3,7%, золы 40-42%, выход летучих веществ 2,5-3%, серы (общей) 0,13-0,15%. Количество углерода в аналитических пробах составляет 50-52%, водорода - 0,55-1%, а на горючую массу соответственно - 93-94 и 1-1,8%. Теплотворная способность аналитических проб 4440-4570 кал, а на горючую массу - 8150-8190 кал.

На основании имеющихся данных можно сделать заключение, что ископаемые угли бассейна р.Урсы являются каменными высокозольными марки "Т" или полуантрацитами.

Высокая зольность углей обусловлена присутствием слюек алеврита и прожилков кварца. Германий в углях, как показали исследования, отсутствует. Значение описанного проявления заключается в том, что это первая находка каменных углей в восточной части Бурятии.

Касаясь перспектив описываемого проявления, необходимо отметить, что площадь развития угленосных отложений в бассейне р.Урса невелика, а следовательно, и запасы углей здесь могут оказаться незначительными. Однако следует обратить внимание на то, что в пределах Верхнекондинской депрессии отложения харкигатинской свиты развиты шире и, таким образом, заслуживают интереса на поиски каменных углей.

Бурый уголь

Степное проявление (67) бурого угля расположено в Беклемишевской впадине, в 400 м севернее оз.Степное. Оно выявлено в 1964 г. при разбуривании селентинской свиты скв. 162. Здесь в интервалах 148,5-149,5 м и 152,6-160,1 м пересечены два буроугольных пласта мощностью соответственно 1,0 и 7,5 м.

Макроскопически бурый уголь представляет собой плотную породу буровато-черного цвета. При горении ее появляется запах женой резины. Блеск матовый, излом раковистый. По внешнему виду этот уголь не отличается от бурых углей известных месторождений Забайкалья. Химико-аналитические исследования угля и подсчет запасов не проводились.

Открытие буроугольного проявления в Беклемишевской впадине является надежной предпосылкой для продолжения поисков

Торф

Торфяники (I4) развиты в пониженной части Верхнекондинской депрессии, в северо-восточной оконечности. Здесь они вскрыты в районе озер Солги на площади около 8 км². Площадь развития торфяников представляет собой заболоченный участок местности, в центральной части которой проходит русло р. Конды. По обе стороны от русла отмечаются многочисленные пойменные торфообразующие озера размером от 0,2 до 0,4 км².

Мощность всего торфяного покрова достоверно не установлена. Видимая мощность его достигает в ряде мест 80 см. Между кочками на глубину 30-40 см от поверхности также повсеместно отмечается торф. Возможно, что мощность торфяников составит в среднем не менее 1,2-1,5 м.

По внешнему виду торф представляет собой уплотненный органический материал, который состоит из остатков неразложившихся стеблей и листьев растений. При высыхании торф становится более плотным. Высушенный, он хорошо горит. Цвет торфа варьирует от коричневого до темно-бурого. Механические примеси (глинистые и песчаные частицы, илы) отсутствуют.

Зольность торфов, содержание в них гуминовых кислот, а также германия не изучались.

В незначительном количестве торф используется местным населением в качестве топлива. Однако залежи торфа могут быть более широко использованы не только местным населением, но и промышленностью.

Запасы торфа, если принять среднюю мощность пласта в 1,5 м и площадь распространения в 2 км² (исключая площадь озер), составят 3 млн. м³. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что без проведения ирригационных работ использоваться могут только незначительные участки залежи, которые расположены по краям поймы на большом удалении от озер.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

На площади листа известно железорудное месторождение Соухусанское и ряд магнетит-гематитовых и сидеритовых рудопроявлений.

Магнетитовые руды

Месторождение Соухусанское (3I) находится в верховьях ключа Шибирту, в 20 км юго-западнее пос. Улан-Мальчин.

Месторождение Соухусанское открыто И.С. Лебедевым в 1961 г. в процессе наземной проверки природы аэромагнитной аномалии. В результате детальных работ было установлено, что месторождение приурочено к экзоконтакту диоритов первой фазы интрузии малханского комплекса и метаморфизованных пород хохортовской свиты.

В районе месторождения диориты и габбро-диориты представляют собой темно-серые или зеленовато-серые среднезернистые породы, состоящие из полевого шпата, роговой обманки и рудных минералов: пирита и магнетита. Характерной особенностью этих пород является повсеместное развитие в них пирита и магнетита. Они присутствуют в виде неравномерной вкрапленности идиоморфных кристаллов.

Сланцы и известняки хохортовской свиты метаморфизованы прорывающими их интрузиями. В них широко развиты процессы гематитизации, пиритизации, эпидотизации, окварцевания. Местами в осадочных породах имеются скарны, вторичные кварциты и эпидозиты.

Состав скарнов обычно гранат-эпидотовый. На вид это буровато-зеленоватые или зеленовато-бурые плотные мелко- и среднекристаллические породы. Под микроскопом скарны имеют гранобластовую структуру, состоят из граната, эпидота, кварца и рудных минералов. Гранат образует крупные коеноморфные кристаллы, эпидот развит в форме неправильных зерен вдоль трещин в породе, кварц присутствует в небольших зернах, занимающих промежутки между кристаллами граната. Рудные минералы титаномagnetит и пирит неравномерно рассеяны по всей массе породы. Спектральным анализом в скарнах установлены содержания: 0,3% - титана и марганца, 0,03% - стронция, бария, циркония, молибдена, 0,003% - свинца, цинка, олова, ванадия, галлия, иттербия.

Кварциты серые, темно-серые сливные очень крепкие. При наблюдении под микроскопом обнаруживается их гранобластовая структура. Основная масса породы состоит из зерен кварца, слегка удлиненных в одном направлении, что обуславливает ее параллельную текстуру. На фоне основной массы выделяются порфиобласты эпидота, скопления небольших кристаллов актинолита и равномерно рассеянного рудного минерала. Спектральным анализом в кварцитах установлены следующие элементы: 0,3% - пирита, 0,03% - мар-

ганца, стронция, бария, 0,01% - ванадия, цинка, циркония, 0,001% - свинца, меди, никеля, кобальта, галлия.

Эпидозиты - скрытокристаллические породы светло-зеленого цвета, состоящие из эпидота (до 90%) и кварца.

Само месторождение представлено одиннадцатью магнетитовыми рудными телами, которые расположены в зоне экзоконтакта, где они образуют крутопадающие к северо-западу линзообразные залежи. Основное рудное тело прослежено по простиранию (в северо-восточном направлении) на 550 м. Его мощность на этом расстоянии колеблется от 18 до 40 м. На глубине 150 м рудное тело расширяется на несколько маломощных апофиз. Средняя мощность основного рудного тела - 20 м. Второстепенные рудные тела достигают по мощности до 12 и по длине до 300 м.

Среднее содержание железа по рудным телам составляет 50,15%, фосфора - 0,05%, серы (общей) - 1,5%, серы (сульфатной) - 0,04%, марганца - 0,1%.

Среднее содержание кремнезема - 6,23%, глинозема - 1,34%, окиси кальция - 1,5%, окиси магния - 3,29%. Коэффициент основности - 0,63%.

Суммарные запасы руд, подсчитанные по данным разведки, по категориям C_1+C_2 составляют 53 млн. т, запасы же руд, подсчитанные по геофизическим методам, составляют 175-350 млн. т.

Внешние руды чаще всего представлены мелко- и среднезернистым агрегатом, состоящим из магнетита и сульфидов. Текстура руд массивная и полосчатая, последняя обусловлена полосчатым расположением сульфидов. Кроме того, на месторождении отмечаются вкрапленные руды, которые представлены скарнами и контактово измененными сланцами с пылевидной и гнездообразной вкрапленностью рудного минерала. При микроскопическом изучении установлено, что массивные руды состоят на 75-90% из магнетита, расщеченного кварц-кальцитовыми прожилками; вкрапленные руды представляют собой скарновые породы с вкрапленностью магнетита и гематита, реже - пирита, пирротина, халькопирита, галенита, сфалерита.

Массивные руды с содержанием железа 50% и более могут быть использованы промышленностью без предварительного обогащения. Вкрапленные руды потребуют обогащения.

Генезис месторождения, по представлениям А.М. Горлова (1963), контактово-метасоматический. Оруденение приурочено к контакту интрузивных и эффузивно-метаморфических пород. Рудные тела связаны со скарнами. Имеются скарны как с обильной, так и с убогой вкрапленностью рудных минералов. Наблюдаются преобладание мас-

сивных текстур руд и линзообразная форма рудных тел. Отмечается характерный для эндогенных постмагматических месторождений парагенезис минералов - магнетит, пирит, халькопирит, галенит и сфалерит. Таким образом, перечисленные факты свидетельствуют о контактово-метасоматической природе месторождения.

Процесс и последовательность образования рудных тел представляются следующим образом. Рудоносные растворы, являющиеся производными диоритов малханского комплекса, проникли по трещинам во вмещающие породы и, взаимодействуя с последними, метасоматически перерабатывали их. В первый этап рудообразования отлагались магнетит и гематит. Образование сульфидов происходило в последующие стадии формирования месторождения при более низкой температуре.

Касаясь дальнейших перспектив месторождения Соухусанского, необходимо отметить, что в процессе разведочных работ разбурена лишь центральная часть площади магнитной аномалии, где величина магнитного поля составляет 17000 гамм; фланги же месторождения, над которыми величина магнитного поля понижается до 500-600 гамм, не разведывались. Таким образом, на этих участках месторождения не исключена возможность обнаружения промышленных рудных тел. Тем более, что при геологической съемке здесь были найдены развалы контактово измененных оруденелых пород, напоминающих по внешнему виду руды разведанной части Соухусанского месторождения, но в них главным рудным минералом является гематит. Спектральным анализом в оруденелых породах установлены: до 1% - титана, до 0,1% - свинца и цинка, до 0,01% - марганца, меди, сурьмы, олова, стронция, до 0,001% - никеля, германия и индия. Железо не анализировалось. Золото (по 3 пробам) не обнаружено.

Для окончательной оценки Соухусанского месторождения необходимо проведение комплекса геофизических и поисково-разведочных работ на несколько километров к северо-востоку от месторождения - вдоль всего контакта интрузивных и метаморфических пород. Геофизические работы уже осуществляются.

Саганхутулское проявление (I) магнетитовых руд расположено на левобережье одноименной реки, в одном километре к юго-западу от улуса Харасан.

Здесь, на площади 100 м x 50 м, наблюдаются развалы вкрапленных магнетитовых руд. Оруденение приурочено к контакту известняков Хохуртовской свиты и диоритов первой фазы малханского комплекса. Описываемое проявление изучалось Н.И. Борисовой (1964), которая установила невысокую (до 1000 гамм) интенсив-

ность магнитного поля. Химические анализы руд не проводились. Проявление требует дальнейшего изучения.

Сидеритовые руды

Беклемишевское I проявление (61) сидеритовых руд осадочного происхождения расположено на северо-западном берегу оз.Шакшинского, в 3 км к северу от с.Беклемишево. Оно известно с конца XIX века. В тридцатых годах в пределах проявления были проведены геологическая съемка в масштабе 1:100 000 (Соколов, 1932ф), поиски в масштабе 1:50000 и предварительные разведочные работы (Московская, 1939ф). В результате проведенных работ выяснено, что сидеритовые руды приурочены к отложениям гусиноозерской серии, которые заполняют Беклемишевскую депрессию. Обычно руды представляют собой сидеритовые песчаники, в которых сидерит иногда окислен и превращен в лимонит и гематит. Кроме них есть чистые сидериты, которые образуют линзы длиной до 1 м и мощностью до 20 см. Цвет сидеритов горохово-серый. Чистые сидериты отличаются от тонкозернистых сидеритовых песчаников повышенным удельным весом. Химическим анализом сидеритов установлено высокое содержание окислов железа, которое колеблется от 48,82 до 56,03%. Предполагаемая длина сидеритоносных пачек определяется километрами, а количественное соотношение их с вмещающими породами на глубину до 100 м составляет примерно 1:100. Площадь развития сидеритоносных пород исчисляется несколькими квадратными километрами. Запасы, по Д.С. Соколову, составляют ориентировочно 3-4 млн.т.

Образование сидеритовых руд сингенетично осадконакоплению пород селенгинской свиты мезозоя. Образование руд, вероятно, происходило за счет размыва железосодержащих диоритов первой фазы малханского комплекса, развитых вдоль северо-западной окраины Беклемишевской впадины. Обращает на себя внимание приуроченность рудопроявления к поперечному антиклинальному поднятию фундамента во впадине: очевидно, на этом участке длительное время существовали лагунные условия с восстановительной средой, способствующей накоплению сидеритов.

Промышленное значение Беклемишевского I сидеритового проявления невелико, но оно может повыситься в зависимости от экономического развития района и передачи в эксплуатацию близрасположенных железорудных месторождений.

Беклемишевское II проявление (63) сидеритовых руд расположено в 2 км к западу от ст. Беклемишево,

на берегу р.Осиновки, в 1,5 км от ее устья.

Проявление найдено Г.И.Минакер (1963) в процессе магнитометрических работ, проводимых одновременно с ВЭЗ. Г.И.Минакер отметил увеличение магнитной восприимчивости в приустьевой части р.Осиновки до 800 гамм. При последующей же геологической съемке масштаба 1:200 000 в русле этой реки был обнаружен ряд мелких линз сидеритов мощностью до 20 см.

По внешнему виду руд и пространственному их расположению это проявление неразрывно связано с Беклемишевским I проявлением. Часть площади Беклемишевской впадины, которая располагается между проявлениями Беклемишевское I и Беклемишевское II, вероятно, также сложена сидеритоносными породами. Химико-аналитические исследования сидеритов Беклемишевского II проявления не проводились; не изучалось оно и на глубину.

Цветные металлы

Медь

На территории листа путем металлометрического опробования установлено два ореола рассеяния меди с содержанием от 0,01 до 0,03%. Один из них (27) расположен в среднем течении р.Урсы и приурочен к площади развития метаморфических пород хохюртовской свиты кембрия, в которой имеются скарны, окварцованные и ожелезненные зоны. Его площадь составляет около 7 км². В рыхлых отложениях ореола имеются свинец, цинк и себеро в количестве до 0,01%. Отмеченный ореол рассеяния представляет определенный интерес на поиски полиметаллического оруденения, которое может быть связано со скарнами.

Другой ореол рассеяния меди (36) расположен в верховьях р.Саган-Горус и пространственно приурочен к гранитам малханского интрузивного комплекса. В его пределах кроме меди отмечено наличие цинка в количестве до 0,01%. Площадь этого ореола рассеяния составляет около 5 км². Перспективы его не выяснены.

Свинец

Несколько металлометрических ореолов свинца с содержанием до 0,01% выделено в северной части площади листа в верховьях рек Аршан-Талы (около 40 км²), Зимье-Горхон (2 км²) и на юго-западных склонах хр.Нюрун (4 км²). Первые два ореола (5,15) связаны с породами мало-куналейского комплекса. Ореол рассеяния свинца,

выделенный в районе хр. Нюрун (13), пространственно приурочен к выходам эффузивов цаган-хунтейской свиты мезозоя.

В пределах наиболее крупного аршанталинского ореола рассеяния, помимо свинца, в рыхлых отложениях имеются цинк в количестве до 0,01% и следы олова. Данный ореол рассеяния свинца требует проведения ревизионных работ.

Цинк

По данным спектрального анализа металлометрических проб установлено несколько ореолов рассеяния цинка с содержанием от 0,01 до 0,03%. Из них ореол рассеяния цинка, расположенный в бассейне р. Хурейты (26), составляет по площади около 2 км², в верховьях р. Антиготы (50) - 3 км², на Мготинском хребте (60) 1 км² и на Холинском хребте (45,41) - 10 и 25 км². Почти все ореолы рассеяния приурочены к участкам развития гранитоидов мало-куналейского комплекса или к приконтактной зоне гранитоидов мало-куналейского комплекса и вмещающих их пород. Исключение составляет ореол рассеяния цинка, расположенный в бассейне р. Хурейты. Он тяготеет к массиву гранитоидов малханского комплекса.

Благородные металлы

Золото

Все обнаруженные проявления золота расположены в южной половине закартированной площади. Пространственно большинство из них локализуется в широкой зоне разломов, проходящих в северо-восточном направлении от оз. Сохандо до бассейна р. Урсы.

Урсинское проявление (30) золота расположено на левом борту р. Урсы. Оно связано с кварцевыми жилами, которые развиты вблизи тектонических контактов биотитовых гранитов малханского комплекса и метаморфических пород хохуртовской свиты и вдоль тектонических контактов последней с осадочными образованиями харюлгатинской свиты. При бурении скв. 2 установлено прорывание образований харюлгатинской свиты кварцевыми жилами. Судя по обломкам, встречаемым на поверхности, мощность кварцевых жил достигает 1,0-1,5 м, а протяженность их несколько сотен метров. Полосы наибольшего распространения кварцевых свалов вытянуты в северо-восточном направлении и достигают ширины до 400 м.

Кварц обычно белый, реже желтовато-серый, крупнокристаллический, местами слабо пористый, макроскопически безрудный. В единичных штучных пробах кварца пробирным анализом установлено содержание золота до 2,4 г/т и серебра до 222,4 г/т. Спектральным анализом в кварце обнаружены: серебро (от следов до сотых долей процента); медь (следы - 0,1%), свинец (следы - 0,01%), цинк (от 0,01 до 0,03%), висмут (от 0,01 до 1%).

При шлиховом опробовании русловых отложения р. Урсы, в 700 м ниже оз. Улхаса-Нур, обнаружен знак золота. В коренном залегании жилы не найдены. Проявление требует дальнейшего изучения.

Кондинское проявление (48) золота расположено в верховьях р. Конды. Оно связано с зоной гидротермально измененных эффузивов цаган-хунтейской свиты, вытянутой в северо-восточном направлении на несколько сотен метров вдоль разлома. Гидротермальная переработка эффузивов проявилась в их осветлении, окварцевании, пиритизации и пропилитизации. Ширина минерализованной зоны составляет 200-250 м, в длину она полностью не прослежена. Пробирным анализом измененных эффузивов установлено наличие в них золота в количестве до 1-2 г/т. Детальные исследования минерализованной зоны не проводились. Проявление требует дополнительного изучения.

Антиготинское проявление (44) золота расположено на водоразделе рек Антиготы и Южной Холы. Золото обнаружено пробирным анализом в обломках молочно-белого кварца в количестве от следов до 2,5 г/т. Свалы кварца, распространенные среди грейзенизированных гранитов на площади 200х1000 м, вытянуты в северо-восточном направлении. Вскрышные работы в пределах проявления не проводились. Проявление требует дальнейшего изучения.

Ундугун-Синяйское проявление (54) золота расположено на западном склоне горы Ундугун-Синяя. Золото связано с кварцевыми жилами, свалы которых наблюдаются на площади в несколько тысяч квадратных метров. Обломки кварца имеют молочно-белый цвет, очень редко они пиритизированы. Размеры обломков достигают 30 см. Содержание золота, по единичным результатам пробирного анализа, составляет 0,8 г/т. В коренном залегании кварцевые жилы не обнаружены. Проявление изучено недостаточно.

В результате шлихового опробования площади установлены ореолы рассеяния золота (64,68) по рекам Жепковшине и Домке, стекающим с северо-западного склона Яблонового хребта. Содерж-

жание золота в шлиховых пробах колеблется от одного до шести знаков. Золото образует тонкие пластинки размером до 0,1 мм. Окатанность их слабая.

В заключение этого раздела необходимо подчеркнуть сходство по внешнему виду золотоносных кварцевых жил на всех рудопроявлениях. Судя по развитию кварцевых жил в отложениях харкугатинской свиты, что наблюдалось в бассейне р.Урсы, можно допустить их послесреднеюрский возраст. Поэтому при дальнейших поисках золота в районе следует придавать большое значение зонам молодых тектонических нарушений, особенно выраженным в рельефе, и местам распространения малых интрузий гуджирского комплекса как участкам, благоприятным для локализации золотоносных кварцевых жил.

Р е д к и е м е т а л л ы

Олово

Олово установлено геохимическим методом в районе хр.Нюрун. Здесь оно образует ореол рассеяния (12) площадью около 50 км² с содержанием 0,001-0,003%. Ореол рассеяния олова тяготеет к полю распространения эффузивов паган-хунтейской свиты.

Молибден

Проявления молибдена известны в двух местах на водоразделе, заключенном между реками Соухусаном и Кондой.

Ш и б ы р т у й с к о е I п р о я в л е н и е (28) молибдена находится на левобережье одноименного ключа. Молибденовая минерализация обнаружена (на площади нескольких квадратных метров) в свалах биотитовых гранитов малханского комплекса. Здесь в очень тонких кварцевых прожилках, заключенных в гранитах, присутствует молибденит в виде чешуек и радиально-лучистых агрегатов размером от 3 мм до 1,5 см.

Минералогическим анализом протолок штудных проб гранитов, кроме молибденита, установлены флюорит, пирит и магнетит.

По данным спектрального анализа, содержание молибдена в гранитах достигает 0,3%, титана и марганца - 0,1-0,3%, циркония, стронция и бария - 0,01-0,03%, ванадия, свинца, галлия и бериллия - 0,001-0,003%. Помимо этих элементов отмечаются следы никеля, меди, олова и иттербия.

По результатам химического анализа в гранитах устанавли-

вается 0,5% молибдена.

В коренном залегании молибденоносные граниты не вскрыты. Перспективы проявления не выяснены. Предполагается, что это рудопроявление связано с небольшим выходом молибденоносных гранитов со слабой минерализацией.

Ш и б ы р т у й с к о е II п р о я в л е н и е (34) молибдена расположено на водоразделе ключей Шибирту и Соухусана. Оно приурочено к небольшому, площадью в 3 км², массиву лейкократовых гранитов, относимых к гуджирскому комплексу.

Молибденит встречается в виде тонкой неравномерно расцелинной вкрапленности в гранитах или же в виде примазок вдоль их трещин.

Минералогическим анализом протолок гранитов установлены единичные зерна сфалерита, флюорита и весовые количества пирита, который присутствует в форме кубических кристаллов размером до 1-2 мм.

Содержание молибдена в гранитах, по данным спектрального анализа, не превышает 0,001%. В большинстве же проб отмечаются только его следы. Наряду с молибденом в гранитах присутствуют титан и марганец (от 0,1 до 0,3%); цирконий, барий и цинк (от 0,01 до 0,03%); ванадий, медь, свинец, скандий и иттрий (до 0,003%). Выявлены также следы никеля, олова, бериллия и иттербия.

По данным металлометрического опробования, в рыхлых отложениях, залегающих на массиве, установлен довольно отчетливый ореол рассеяния молибдена (33) с содержанием 0,001%. В связи с этим очевидно, что в пределах этого массива гранитов и вблизи его контактов во вмещающих породах не исключена возможность нахождения более интересных зон с молибденовой минерализацией.

Кроме описанных проявлений, металлометрическим опробованием ореолы рассеяния молибдена установлены в среднем течении р.Соухусан (32) и на водоразделе рек Малеты и Нарын-Бильчир (37). Они приурочены к разрывным нарушениям, проходящим вдоль контакта сланцев хохюртовской и отложений харкугатинской свит. Содержание молибдена в ореолах достигает 0,001%.

Отдельные ореолы рассеяния молибдена (7, 17, 11, 25) располагаются в поле гранитов малханского комплекса в бассейнах рек Аршан-Талы, Холы, Шибирты, Хурейты. Содержание его в этих ореолах достигает 0,003%. В пробах, отобранных из гранитов малханского комплекса, спектральным анализом установлен молиб-

ден до 0,001%.

Наиболее интересными в практическом отношении мы считаем проявления и ореолы рассеяния молибдена в районе развития молибденоносных интрузий гуджирского комплекса в бассейне рек Шибьрту и Соухусана. На площадях ореолов рассеяния молибдена и массивов гуджирского комплекса рекомендуется проведение поисковых работ в масштабе 1:10000.

Бериллий

Осиновское проявление (56) бериллия находится на водоразделе одноименного хребта, в 4 км к северо-западу от устья р.Каменки. Оно приурочено к мусковитизированной дайке аплита и двум апофизам пегматоидных гранитов гуджирского комплекса. Мощность этих тел достигает 50 см, а длина - 50 м. Макроскопически бериллиевое оруденение не наблюдается. Химическим анализом установлено наличие бериллия в количестве 0,096%. Спектральным анализом, кроме того, установлены следы молибдена и серебра; 0,001% олова; 0,003-0,01% ниобия; 0,02% лития; 0,1-0,3% фтора.

Указанное проявление бериллия в практическом отношении интереса не заслуживает.

Вторичные ореолы рассеяния бериллия с содержанием 0,001-0,003% установлены в верховьях рек Телерги и Талы (2), на левобережье р.Аршан-Тала (6) и на правобережье р.Барун-Субы (21). Все они пространственно приурочены к полям развития эффузивов цаган-хунтейской свиты и гранитоидов мало-куналейского интрузивного комплекса.

Тантал и ниобий

Барун-Субинское проявление (3) тантала и ниобия располагается на водоразделе р.Барун-Субы и ее правого верхнего притока.

Это проявление приурочено к зоне катаклазированных и метасоматически измененных пород в гранитах мало-куналейского интрузивного комплекса.

Измененные граниты развиты на незначительной площади (не более 24 x 40 м). Эти породы обладают повышенной радиоактивностью, достигающей 40-45 мкр/час. Повышенная активность обусловлена присутствием в порядке аксессуарных минералов. Вторичные изменения гранитов выражены в окварцевании, альбитизации,

каолинизации и незначительной грейзенизации.

Минералогическим анализом протолок гранитов установлены тантало-ниобиевые минералы в количестве 12-15 г/т, а также - радиоактивный циркон 120-130 г/т, флюорит - 20-25 г/т, знаки монацита, шеелита, галенита и молибденита.

По данным спектральных анализов, содержание ниобия в гранитах не превышает 0,003-0,01%.

Ввиду незначительной площади развития метасоматически измененных гранитов, описываемое проявление представляет всего лишь минералогический интерес.

По данным шлихового опробования, тантало-ниобиевые минералы образуют ореолы рассеяния в бассейнах рек Барун-Субы и Зун-Субы (4), в среднем течении р.Конды (10), в верховьях р.Мготы (59). Содержание этих минералов колеблется здесь от единичных знаков до 0,03 г/м³. Кроме того, танталониобаты встречены в отдельных шлиховых пробах в русловых отложениях рек Урсн, Аршан-Талы, Антиготы, Рыммалей.

По данным металлометрического опробования, ниобий образует ряд ореолов рассеяния с содержанием до 0,003% в бассейне р.Холы и Барун-Инлукты (19), в среднем течении р.Хурейты (22), в бассейне р. Ардынеевки (47) и на Мготинском перевале (58). Наиболее крупный ореол рассеяния площадью в 50 км², расположенный в верховьях р. Барун-Инлукты, приурочен к полю развития эффузивов цаган-хунтейской свиты. Все остальные ореолы рассеяния ниобия находятся в местах выходов гранитоидов даурского или малханского комплексов. Они имеют размеры до нескольких квадратных километров.

Редкие земли

Шара-Горхонское проявление (57) редких земель расположено на западном склоне горы Шара-Горхон.

Участок сложен гранитами мало-куналейского комплекса, в которых отмечаются шесть альбитизированных зон шириной до 3 м. Эти зоны ориентированы в северо-восточном направлении и прослежены по простиранию на 70 м. Они обладают повышенной радиоактивностью. Спектральным анализом альбитизированных гранитов установлены: иттрий - 0,01-0,02%, лантан - 0,01-0,06%, церий - 0,03-0,1% и торий - 0,01%.

Минералогическим анализом протолок гранитов установлены единичные зерна монацита. Это проявление имеет минералогический интерес.

Иттрий, лантан и церий определены также спектральным анализом в отдельных металлометрических пробах, взятых во многих местах описываемого района. ореолов рассеяния они не образуют.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Х и м и ч е с к о е с ы р ь е

Флюорит

Южная часть описываемой территории располагается в пределах протяженной зоны распространения проявлений и месторождений флюорита. В процессе поисковых работ 1:200 000 масштаба на этой площади (на водоразделе между Верхнекондинской и Беклемшевской депрессиями) выявлен шлиховой ореол рассеяния флюорита (55) и несколько металлометрических ореолов рассеяния фтора (35, 51, 53).

В шлиховых пробах, взятых по долине р. Каменки, флюорит присутствует в количестве единичных знаков, но образует довольно четкий ореол рассеяния.

Металлометрические ореолы рассеяния фтора расположены в междуречье Зенки и Лев.Бутуя. В их пределах содержание фтора в рыхлом покрове составляет от 0,1 до 0,3%. Площади вторичных ореолов рассеяния фтора достигают нескольких десятков квадратных километров.

Все ореолы рассеяния флюорита и фтора располагаются среди полей развития гранитоидов палеозойской интрузии и эффузивов триаса и приурочены к местам скоплений в них даек хурайбайбинского интрузивного комплекса. При исследовании этих даек, представленных сиенито-диоритами и микродиоритами на фтороносность, установлено повсеместное присутствие в них фтора в количестве от 1 до 3%. Таким образом, как будто бы устанавливается связь вторичных ореолов рассеяния фтора с меловыми дайками, что является хорошим критерием поисков фтора в районе.

М и н е р а л ь н ы е у д о б р е н и я

Фосфорит

У н д у г у н с к о е п р о я в л е н и е (66) фосфоритов находится на правом берегу р.Хилка, между озерами Иргень и Бол.Ундугун. Оно открыто Б.Г.Черных (1963) при проведении здесь буровых работ. Им было обнаружено 13 горизонтов фосфоритонесных

пород с содержанием пятиоксида фосфора от 3,96 до 9,67%. Повышенное содержание пятиоксида фосфора имеют прослои алевролитов, которые расположены в песчаниках селенгинской свиты в интервале от 3,2 до 92 м от поверхности. Мощность алевролитовых прослоев 0,5-1 м. Фосфатным минералом является коллофанит, представляющий собой серовато-бурое аморфное вещество в пелитоморфном цементе.

В результате проведения металлометрического опробования на участке проявления установлен ореол рассеяния фосфора с содержанием 0,1% площадью 1,5 км². Данное проявление в настоящее время изучено недостаточно. По мнению Б.Г.Черных, оно является перспективным.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

К а р б о н а т н ы е п о р о д ы

Известняки

Г р я з н у х и н с к о е м е с т о р о ж д е н и е (24) расположено возле пос. Грязнухи, на правом склоне одноименного клича. Оно интенсивно эксплуатировалось местным населением в конце прошлого века. Месторождение образцовано пачкой мраморизованных известняков хохрятовской свиты кембрия, которые распространены на площади 50000 м². Простираются известняковые пласты изменяются от широтного до северо-восточного (50-55°), падение на юго-восток под углом 30-50°.

Макроскопически известняки представляют собой однородные светло-серые, желтовато-серые мелко- и среднекристаллические породы.

Химическим анализом известняков установлено, что содержание СаО колеблется в них от 52,82 до 54,15%. По химическому составу они пригодны для производства строительной жирной воздушной извести.

Ориентировочно запасы известняков определяются нами в количестве 500 000 м³. Это месторождение может быть использовано для местных нужд района.

У р с и н с к о е м е с т о р о ж д е н и е (38) известняков находится на левобережье р.Урсы, в 2500 м северо-западнее оз.Урса-Нур. Оно сложено сланцами и известняками хохрятовской свиты.

Площадь развития известняков составляет около 50000 м².

На контакте с гранитами в известняках образуются зоны скарнированных пород. Химическим анализом в известняках установлено 54,43% CaO. По химическому составу они аналогичны известнякам Грязнухинского месторождения. Запасы месторождения ориентировочно определяются в 1-1,5 млн.м³ и могут быть использованы для нужд района.

О б л о м о ч н ы е п о р о д ы

Песчаные, песчано-гравийные и мелкогалечные отложения широко развиты в Верхнекондинской и Беклемишевской впадинах. Площадь распространения их практически сопоставляется с площадью развития четвертичных и мезозойских отложений и составляет десятки квадратных километров.

Песчаные отложения имеют кварц-полевошпатовый состав. Среди них повсеместно встречается незначительное количество (до 5-7%) хорошо окатанной гальки размером 2-3 см. Галька представлена различными гранитоидами и эффузивами.

В песчано-гравийных и мелкогалечных отложениях количество галек увеличивается до 40%. Песчано-гравийно-галечниковый материал может быть использован и частично уже используется для различных целей строительства. Запасы этих образований практически не ограничены.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Резюмируя все изложенное в этой главе, необходимо подчеркнуть ведущую роль в металлогении района железорудной и полиметаллической минерализации. Кроме этого, устанавливается перспективность района на золото, молибден и фтор. Из нерудных полезных ископаемых наибольшее значение придается угля и фосфоритам.

В процессе проведенных поисковых работ выявлена генетическая связь важнейших типов полезных ископаемых с теми или иными геологическими формациями. Железорудная и полиметаллическая минерализация генетически связывается с формациями древнейших метаморфических и интрузивных образований. Молибденовое оруденение и фтор связываются, главным образом, с малыми интрузиями гуджирского и, предположительно, хурай-байбинского комплексов. Золото во всех случаях связывается с комплексом гидротермально измененных пород и кварцевых жил, распространенных в зонах молодых тектонических нарушений. А уголь и фосфориты встречены исключительно в толщах пород гусиноозерской серии и харькотин-

ской свиты.

Говоря о прогнозировании рудных полезных ископаемых на территории листа N-49-XXXV, следует указать на Сохондо-Соухусанскую ослабленную зону, в пределах которой наиболее четко проявились все выше перечисленные типы оруденения.

Нами рекомендуется проведение геологосъемочных работ масштаба 1:50000 на площади листов N-49-I29-Г, N-49-I30-В, N-49-130-Г, N-49-I4I-A и N-49-I4I-B.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Площадь листа N-49-XXXV относится к району развития многолетней мерзлоты с островными таликами.

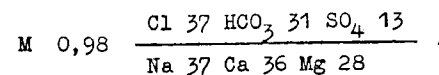
Все комплексы пород района от современных образований до древних интрузивных и метаморфических пород являются водоносными.

По условиям залегания, распространения и питания в районе исследований можно выделить следующие типы вод:

- 1) пластово-поровые воды рыхлых четвертичных отложений;
- 2) пластовые воды ниже-среднеюрских и верхнеюрско-нижне-меловых осадочных пород;
- 3) порово-трещинные воды палеозойских и нижнемезозойских интрузивных и эффузивных пород;
- 4) трещинно-пластовые воды метаморфизованных эффузивно-осадочных пород среднего протерозоя и нижнего кембрия.

Пластово-поровые воды рыхлых четвертичных отложений. Развитие многолетнемерзлых пород в четвертичных отложениях предопределяет наличие надмерзлотных и подмерзлотных вод.

Надмерзлотные воды залегают на слое многолетнемерзлых пород и вскрываются шурфами и колодцами на глубине 3-5 м от поверхности земли. Мощность их зависит от глубины залегания многолетнемерзлых пород, но обычно не превышает 4-6 м. Воды отличаются непостоянным дебитом. Они прозрачны, иногда слегка мутноватые, без вкуса и без запаха; температура их +2 - +3°C. По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатно-кальциево-магнелиевые с минерализацией до 0,98 г/л, формула солевого состава воды из колодца с.Шахши:



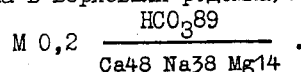
Общая жесткость 10,4 мг·экв/л, pH=7,4.

В целом воды этого типа характеризуются постоянством де-

Питание порово-трещинных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих на площади их распространения. Большую роль в пополнении их запасов играют процессы конденсации водяных паров из воздуха, чему способствует резко континентальный климат, широкое распространение выветренных пород, образующих обширные каменные россыпи, курумы.

Трещинно-пластовые воды метаморфизованных эффузивно-осадочных пород среднего протерозоя и нижнего кембрия. Воды этого типа пространственно приурочены к полям развития пород застепинской толщи (Яблоновский хребет) и хохортовской свиты (бассейны рек Телерги и Урсы).

Источники вод описываемого типа имеют дебит 3-5 л/сек. По своему химическому составу воды этого типа относятся к гидрокарбонатно-кальциево-натриевым с минерализацией до 0,2 г/л. Общая жесткость - 2,2 мг.экв/л, реакция воды слабо щелочная (pH=7,1). Формула солевого состава выражается в следующем виде (вода из источника в верховьях р.Домка):



Воды указанного типа в практических целях не используются, так как выходы источников сосредоточены в ненаселенном гористом районе Яблонового и Осинового хребтов.

В заключение описания подземных вод района следует отметить, что детальное изучение их не проводилось и не проводится ввиду широкого использования населением поверхностных озерных вод. Воды неглубоких (3,0-4,5 м) колодцев используются только для сельскохозяйственных целей.

Единичные скважины используются для водоснабжения наиболее крупных животноводческих ферм, в том числе в селах Арахлей, Беклемишево - круглогодично, а в Шакше и Тасее - только в зимнее время.

Перспективы водоснабжения района значительны. Запасы озерных вод составляют более 1 млрд.м³. Примерно такое же количество составляют пластовые воды в мезозойских отложениях впадин.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Беличенко В.Г., Комаров Ю.В. и др. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья. Тр. ВСТИ СО АН СССР, вып. 6, М., 1962.

Иванов Б.А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Тр. ВСТУ, вып. 39. Иркутск, 1949.

Корешков И.В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Гостеолтехиздат, 1960.

Налетов П.И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. БГУ. Гостеолтехиздат, 1961.

Налетов П.И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. БГУ. Гостеолтехиздат, 1961.

Обручев В.А. Краткий отчет о геологических исследованиях в Западном Забайкалье летом 1898 г. Геол. исслед. вдоль линии Сиб. ж.д., вып. 19, 1899.

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

Смолянский Е.Н., Хренов П.М. Домезозойская тектоника Западного Забайкалья. В кн.: "Геология СССР", т. XXXV, ч. I. Гостеолком СССР. Изд-во "Недра", 1964.

Якшин А.А. Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. Гостеолтехиздат, 1962.

Фондовая

Арсеньев А.А. Геологические исследования в северо-восточной части Селенгинской Даурии в 1939 году. ИГиН АН СССР, М., 1940.

Арсентьев В.П., Батурина Е.Е. и др. Металлогеническая и прогнозная карта Бур. АССР масштаба 1:500 000 (отчет о работах по темам 39 за 1961-1963 гг. и II7 за 1964 г.). БГУ, Улан-Удэ, 1964.

Борисова Н.И. Результаты геофизических работ

на железо в междуречье Витима и Уды (отчет Еравнинской партии за 1963 г.). БГУ, Улан-Удэ, 1964.

Г о р б у н о в Ю.Г. Отчет о результатах работы ревизионного отряда по проверке аэрогеофизических аномалий за 1961 год. БГУ, Улан-Удэ, 1962.

Г о р л о в А.М. Черные металлы (отчет о геологических результатах работ БГУ за 1962 год), т.П. БГУ, Улан-Удэ, 1963.

Г о р о д н о в Л.И., Г о р о ж а н к и н В.Т. Результаты гравиметрической съемки масштаба 1:200 000, проведенной на территории Удино-Витимского междуречья (отчет о работах Сосновской геофизической партии за 1963 год). БГУ, Улан-Удэ, 1964.

Е р х о в В.Ф., С и т н и к о в В.П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части листа N-49-XXXU (отчет Кондинской партии по геологической съемке за 1962 год). БГУ, Улан-Удэ, 1963.

Е р х о в В.Ф., Р е й ф Л.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части листа N-49-XXXU (отчет Кондинской партии по геологической съемке за 1963 год). БГУ, Улан-Удэ, 1964.

Е р х о в В.Ф., Р е й ф Л.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые площади листа N-49-XXXU (отчет Кондинской партии по геологической съемке за 1964 год). БГУ, Улан-Удэ, 1965.

И в а н о в Б.А. Отчет о результатах работ Еравнинской геологосъемочной партии за 1934 г. ВСГТТ, Иркутск, 1934.

К а л и н и н а К.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1000 000, лист N-49 (Чита). Госгеолтехиздат, 1959.

К о р о в и н С.Н. Геологическое строение верховий рек Уды и Конды. ВСГТТ, Иркутск, 1947.

К у з н е ц о в В.П., Н о в и к о в В.П. и др. Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000 (геологическое строение площади листа N-49-XXXVI). Окончательный отчет Монгольской геологосъемочной партии по работам 1957-1959 годов. ЧГУ, Чита, 1959.

Л е б е д е в И.С. Результаты геологических и геофизических работ на железо в Еравнинском районе Бурятской АССР (отчет Еравнинской геофизической партии за 1961 г.). БГУ, Улан-Удэ, 1963.

М а р е е в З.М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Забайкальская, лист N-49-XXXIV. Объяснительная записка (авторский вариант). БГУ, Улан-Удэ, 1964.

М и н а к е р П.И., Л ю б а л и н а Л.А. и др. Отчет о геофизических исследованиях, проведенных Читинской геофизической партией в 1958-1962 годах в Хилокской зоне депрессионных структур. ЧГУ, Чита, 1963.

М о с к о в с к а я Л.И. Отчет о работах Беклемишевой поисково-разведочной партии. ВСГТТ, Иркутск, 1939.

Н о в и к о в В.А., С а г а л у е в Д.Д. Геологическое строение Заганского, Тунгуйского хребтов и южных предгорий Цаган-Дабанского хребта (отчет Заганской партии за 1954-1955 годы). ИГУ, Иркутск, 1956.

Р а з м а х н и н а Н.Ф. Геологический отчет по разведкам Тасейского и Сохондинского бурогольных месторождений с подсчетом запасов по состоянию на 1/1 1960 г. ЧГУ, Чита, 1960.

С о к о л о в Д.С. Геологическое строение области водоразделов рек Хилка, Ингоды и Витима (отчет о работах Яблоново-Беклемишевской геологопоисковой партии). ВСГТТ, Иркутск, 1932.

С у с л е н н и к о в В.В. Отчет по аэромагнитным работам в Центральном Забайкалье за 1956 г. Спец.эксп. Иркутск, 1956.

Ф о м и н И.Н., Л а ш м а н о в В.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Забайкальская, лист M-49-У. Объяснительная записка. ЧГУ, Госгеолтехиздат, 1963.

Ч е р н ы х Б.Г. Сводный отчет по работам Беклемишевской поисково-ревизионной партии на фосфориты в 1960-1962 годах. ЧГУ, Чита, 1963.

Ш п и л ь к о в А.Л. Отчет о результатах аэрогеофизических работ, проведенных в Еравнинском районе. БГУ, Улан-Удэ, 1961.

Приложение I

СПИСОК
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления	Местонахождение материала
1	2	3	4	5
1	Борисова Н.И.	Результаты географических работ на железу в междуречье Витима и Уды (отчет Еравнинской партии за 1963 г.)	1964	Фонды БГУ
2	Горлов А.М.	Черные металлы (отчет о геологических результатах работ БГУ за 1962 г.), т.П.	1963	" "
3	Ерхов В.Ф., Ситников В.П. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые северной части листа N-49-XXXV (отчет Кондинской партии по геологической съемке за 1962 г.)	1963	" "
4	Ерхов В.Ф., Рейф Л.И. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части листа N-49-XXXV (отчет Кондинской партии по геологической съемке за 1963 г.)	1964	" "

1	2	3	4	5
5	Ерхов В.Ф., Рейф Л.И.	Геологическое строение и полезные ископаемые площади листа N-49-XXXV (отчет Кондинской партии по геологической съемке за 1964 г.)	1965	Фонды БГУ
6	Лебедев И.С.	Результаты геологических и геофизических работ на железу в Еравнинском районе Бурятской АССР (отчет Еравнинской геофизической партии за 1961 г.)	1963	" "
7	Московская Л.И.	Отчет о работах Беклемишевской поисково-разведочной партии	1939	Фонды ЧГУ
8	Соколов Д.С.	Геологическое строение области водоразделов рек Хилка, Ингоды и Витима (отчет о работах Яблоново-Беклемишевской геологопоисковой партии)	1932	" "
9	Черных Б.Г.	Сводный отчет по работам Беклемишевской поисково-ревизионной партии на фосфориты в 1960-1962 гг.	1963	" "

Приложение 2

СПИСОК
ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ N -49-XXXU КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА
1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное, Р-россыпное)	№ материала по списку (приложение I)
31	П-3	МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		К	2,6
		Черные металлы			
		Магнетитовые руды			
		Соухусанское	Не эксплуатируется		

Приложение 3

СПИСОК
НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N -49-XXXU КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное, Р-россыпное)	№ использованного материала по списку (приложение I)
14	I-4	ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			3,4,5
		Твердые горючие ископаемые			
		Торф			
		Солгинское	Не эксплуатируется	К	
24	П-2	СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ			3,4,5
		Карбонатные породы			
		Известняки			
		Грязнухинские	Не эксплуатируется	К	
38	П-4	Урсинское	Не эксплуатируется	К	3,4,5

СПИСОК
ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ
N -49-XXXV КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение I)
I	2	3	4	5

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Твердые горючие ископаемые

Каменный уголь				
29	II-3	Урсинское	Пласт мощностью 0,5 м в отложениях харкыгтинской свиты	3,4,5
Бурый уголь				
67	IV-3	Степное	Два пласта мощностью I и 7,5 м в отложениях селенгинской свиты	5
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
Магнетитовые руды				
I	I-I	Саганхутулское	Развалы вкрапленных магнетитовых руд (скарнов) на площади 100x50 м	I
Сидеритовые руды				
6I	IV-3	Беклемишевское I	Маломощные прослои сидеритовых песчаников в отложениях селенгинской свиты	7,8

I	2	3	4	5
63	IV-3	Беклемишевское II	Линзы сидеритов в отложениях селенгинской свиты	5
Цветные металлы				
Медь				
27	II-3	Среднее течение р.Урсы	Вторичный ореол рассеяния по данным металлометрии	3,4,5
36	II-III-3	Верхнее течение р.Саган-Горуса	То же	4,5
Свинец				
5	I-2	Верхнее течение р.Аршан-Талы	Вторичный ореол рассеяния по данным металлометрии. Сопутствующие цинк и олово	3,5
15	II-I	Верхнее течение р.Зимье-Горхона	То же	3,5
13	I-4	Юго-западные склоны хр.Нюрун	Вторичный ореол рассеяния по данным металлометрии. Сопутствует цинк	3,5
Цинк				
26	III-I-2	Бассейн р.Хурей-ты	Вторичный ореол рассеяния по данным металлометрии	3,5
50	III-2	Верхнее течение р.Антиготы	То же	4,5
60	IV-I	Мготинский хребет	"	4,5
4I	III-I	Холинский хребет	"	4,5
45	III-I	Там же	"	4,5
52	III-2	Западные склоны г.Ундугун-Синяя	Вторичный ореол рассеяния по данным	4,5

I	2	3	4	5
			металлометрии. Сопутствует ниобий	
		Благородные металлы		
			Золото	
30	II-3	Урсинское	Кварцевые глыбы с содержанием золота до 2,4 г/т и серебра до 222,4 г/т	3,4 5
49	III-2	Осиновское	Кварцевые обломки со следами золота	4,5
48	III-2	Кондинское	Гидротермально измененные эффузивы на площади в несколько тысяч квадратных метров с содержанием золота в них до 1-2 г/т	4,5
44	III-I	Антиготинское	Свалы кварца с содержанием золота до 2,5 г/т	4,5
54	III-2	Ундугун-Синийское	Свалы кварца с содержанием золота до 0,8 г/т	4,5
64	IV-3	р.Шепковщина	Ореол рассеяния по данным штихового опробования	5
68	IV-4	р.Домка	То же	5
		Редкие металлы		
			Олово	
12	I-4	Хребет Нюрун	Вторичный ореол рассеяния по данным металлометрии	3,5
			Молибден	
28	II-3	Шибиртуйское I	Свалы гранитов с вкрапленностью молибдена	3,5
34	II-3	Шибиртуйское II	Массив гранитов площадью около 3 км ² с вкрапленностью молибденита	3,5

I	2	3	4	5
33	II-3	Междуречье Соухусана и Майльты	Вторичный ореол рассеяния по данным металлометрии	3,5
32	II-3	Среднее течение р. Соухусана	То же	3,5
37	II-4	Водораздел рек Малеты и Нарын-Бильчира	"	3,5
II	II-3	Южный борт Верхнекондинской впадины	"	3,5
17	II-I	Устьевая часть р. Холы	"	3,5
42	III-I	Холинский хребет	Вторичный ореол рассеяния по данным металлометрии. Сопутствует ниобий	4,5
43	III-I	Верхнее течение р.Конды	Вторичный ореол рассеяния по данным металлометрии. Сопутствует цинк	4,5
46	III-I	Устьевая часть р.Байсын-Горхон	Вторичный ореол рассеяния по данным металлометрии	4,5
7	I-2	Бассейн р.Аршан-Талы	То же	3,5
18	II-I	Бассейн р.Холы	"	3,5
16	II-I	Бассейн р.Шибирты	"	3,5
25	II-2	Бассейн р.Хурейты	"	3,5
			Бериллий	
56	III-3	Осиновское	Мусковитизированная дайка аплита с содержанием бериллия 0,096%	4,5
2	I-I-2	Верховья рек Телерги и Талы	Вторичный ореол рассеяния по данным металлометрии	3,5
6	I-II-2	Левый берег р.Аршан-Талы	То же	3,5

I	2	3	4	5
2I	П-I	Правый берег р.Барун-Инлукты	Вторичный ореол рассея- ния по данным металло- метрии	3,5
Тантал и ниобий				
3	I-2	Барун-Субинское	Катаклазированные гра- ниты на площади 24х30 м с содержанием тантало-ниобатов (в про- толочках) 12-15 г/т	
4	I-2-3	Бассейн рек Бурун-Субы и Зун-Субы	Ореол рассеяния по данным шлихового опробования	3,5
10	I-П-3	Среднее течение р. Конды	То же	3,5
23	П-2	Устьевая часть р.Майльты	"	3,5
59	IУ-I	Верхнее течение р.Мготы	"	4,5
19	П-Ш-I	Бассейны рек Холы и Бурун- Инлукты	Вторичный ореол рассея- ния по данным металло- метрии	3,5
22	П-2	Среднее течение р.Хурейты	То же	3
47	Ш-2	Бассейн р.Ар- дынеевки	"	4
58	IУ-I	Район Мготин- ского перевала	"	4
Редкие земли				
57	Ш-3	Шара-Горхон- ское	Шесть альбитизирован- ных зон размером до 3х70 м в гранитах, со- держащих сотни доли иттрия, лантана и церия	4
9	I-3	Северный борт Верхнекондин- ской депрессии	Ореол рассеяния бастне- зита по данным шлихового опробования	3

I	2	3	4	5
39	П-4	Среднее течение р.Урсы	Ореол рассеяния баст- незита по данным шли- хового опробования	4,5
8	I-2	Междуречье Ар- шан-Талы и Барун-Субы	Ореол рассеяния мона- цита по данным шлихо- вого опробования	4,5
20	I-Ш-I	Верхнее течение р.Хурейты	То же	3,4,5
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Х и м и ч е с к о е с ы р ь е				
Флюорит				
55	Ш-3	Русло р.Каменки	Ореол рассеяния флюо- рита по данным шлихо- вого опробования	4,5
35	П-3	Верховья р.Пр. Бутун	Ореол рассеяния по данным металлометрии	4,5
51	Ш-2-3	Нижнее течение р.Каменки	То же	4,5
53	Ш-3	Правый берег р.Осиновки	"	4,5
62	IУ-3	Северный берег оз.Бол.Ундугун	"	4,5
69	IУ-4	Среднее течение р.Домны	Ореол рассеяния по данным металлометрии	4,5
40	П-4	Среднее течение р.Нарын-Бильчир	То же	4,5
М и н е р а л ь н ы е у д о б р е н и я				
Фосфорит				
66	IУ-3	Ундугунское	13 маломощных горизон- тов фосфоритонесных алевролитов с содержа- нием P_2O_5 до 9,67%	9
65	IУ-3	Междуречье Хилка и Зенки	Вторичный ореол рассея- ния по данным металло- метрии	4

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	5
Интрузивные образования	20
Тектоника	35
Геоморфология	44
Полезные ископаемые	48
Подземные воды	65
Литература	69
Приложения	72

Редактор М.А.Трифорова
Технический редактор Ц.С.Левитан
Корректор М.Г.Гулина

Сдано в печать 31/III 1972 г. Подписано к печати 24/XI 1972 г.
Тираж 150 экз. Формат 60х90/16 Печ.л. 5,25 Заказ 200с

Копировально-картографическое предприятие
Всесоюзного геологического фонда