

Министерство геологии и охраны недр СССР
Главное управление геологии и охраны недр
при Совете Министров РСФСР
Бурятское геологическое управление

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Западно-Забайкальская

Лист М-48-VI

Объяснительная записка

Составил Д.В.Ветров
Редактор Н.А.Флоренцов

Утверждено научно-редакционным советом ВСЕГЕИ,
27 ноября 1958 г., протокол № 32



Государственное научно-техническое издательство
литературы по геологии и охране недр

Москва 1960

В В Е Д Е Н И Е

Площадь листа М-48-У1 находится в Западном Забайкалье на территории Бурятской АССР и определяется координатами: $52^{\circ}00'$ с.ш. и $107^{\circ}0'$ в.д. от Гринвича. В целом она представляет собой среднегорную страну, расчлененную межгорными впадинами и долинами рек на ряд отдельных орографических единиц. К основным орографическим элементам относятся хребты Хамар-Дабан, Улан-Бургасы, Цаган-Дабан, Ганзуринский, а также Иволгино-Удильская и Нижне-Оролгойская впадины.

Наиболее крупной орографической единицей является хребет Хамар-Дабан и его северо-восточное продолжение - хр. Улан-Бургасы, занимающие северную часть листа. Эти хребты обладают массивными, округлыми формами. Абсолютные высоты достигают 1400 м, в среднем же колеблются в пределах $1200-1300$ м. Относительные превышения над дном долин составляют $500-700$ м, местами достигая 800 м. Оба хребта сложены гранитоидами протерозойского возраста, среди которых встречаются останцы кровли, сложенные метаморфизованными докембрийскими орто- и парапородами.

В пределах хребтов долины рек обычно имеют V-образный поперечный профиль, круглые, нередко асимметричные склоны. Местами суживаясь, они превращаются в узкие горловины, замощенные неокатанными глыбами горных пород; места эти труднопроходимы для вьючного транспорта. Осевая часть хр. Хамар-Дабан (также и водораздел хр. Улан-Бургасы за пределами нашего листа) образована цепью куполообразных вершин, покрытых крупноглыбовыми россыпями.

Реки, берущие начало с описываемых хребтов - типичные горные, с бурным течением и непостоянным режимом.

Хребет Цаган-Дабан занимает юго-восточную часть пло-

щадя листа и не имеет четко выраженного главного водораздела; представлен системой второстепенных водоразделов, заключенных между отдельными притоками рч. Куйтунки, правого притока р. Селенги. Расположенный южнее главный водораздел хр. Цаган-Дабан ограничивается на севере рч. Куналейкой и южным течением рч. Куйтунки, на юге - Тугуйской впадиной, находящейся за пределами листа. Абсолютные отметки хребта достигают 1200 м, а отдельные вершины 1200-1400 м. Относительное их превышение над дном долины р. Селенги колеблется в пределах 800-900 м. От главного водораздела намечается дополнительная система более мелких второстепенных и третьестепенных водоразделов, имеющих северо-западное направление. Это короткие, узкие и наиболее расчлененные возвышенности.

В центральной части бассейна рч. Куйтунки расположен целый ряд небольших массивов, составляющих особую область низких гор или мелкосопочника. Полоса мелкосопочника достигает ширины примерно 20 км и протягивается в северо-восточном направлении, совпадая тем самым с общей ориентировкой долины рч. Куйтунки.

В западной части листа, на левобережье р. Селенги, находится Ганзуринский хребет, вытянутый в меридиональном направлении с некоторым отклонением к северо-востоку. Этот хребет в пределах листа с запада ограничивается Нижне-Оронгойской впадиной, а с юга и востока - долиной р. Селенги.

Абсолютные отметки Ганзуринского хребта колеблются в пределах от 950 до 1070 м с относительным превышением над долиной р. Селенги в 500 м. Хребет интенсивно расчленен сучными падами на небольшие отроги. Последние круто опускаются к р. Селенге, образуя местами отвесные скалы, в то время как северо-западный склон хребта пологие и постепенно переходят в ложе Нижне-Оронгойской впадины.

Крупными отрицательными элементами рельефа являются впадины Иволгино-Удинская и Нижне-Оронгойская. Они выполнены осадочными толщами мезозойского и кайнозойского возраста.

Иволгино-Удинская межгорная впадина расположена в

северной половине листа, между хребтами Хамар-Дабан и Улан-Бургасы на севере и хребтами Цаган-Дабан и Ганзуринский на юге. Общая длина впадины 110-115 км (в пределах листа 65 км), ширина достигает местами 16 км, протяжение северо-восточное 70-75°. Очертания впадины сравнительно простые, крупные внутренние поднятия отсутствуют. Но если северный край Иволгино-Удинской впадины имеет простой, почти прямолинейный контур, то южный отличается большей сложностью, извилистостью, что связано с разветвлением отрогов хребта Цаган-Дабан и Ганзуринского, спускающихся к северу в долины рек Уды и Иволги и как бы тонущих в четвертичных песках большой мощности. Абсолютная высота дна впадины колеблется от 500 до 700 м и более.

Река Уда протекает ближе к северному борту впадины; р. Иволга, текущая навстречу Уде, приблизительно следует по ее геометрической оси.

Нижне-Оронгойская впадина частично входит в пределы описываемого листа. От соседней к северу Верхне-Оронгойской впадины она отделена цепью холмов, которыми заканчивается северо-восточная оконечность Моностойского хребта. Впадина ориентирована в северо-восточном направлении, параллельно Ганзуринскому хребту. Длина ее 20-25 км при максимальной ширине 10 км. Во впадине сохранились небольшие бессточные озера: Степное, Белое, Горла и др. Озера Белое и Горла имеют солоноватую воду, иногда в жаркое время года на берегах осаждаются горькие соли.

Все орографические единицы района имеют северо-восточную, реже широтную ориентировку, что отражает господствующее простирание тектонических структур Забайкалья.

Почти в центральной части площади листа, с юга на север протекает самая крупная река Бурятия - Селенга; здесь же в нее впадает правый приток - река Уда. Кроме того, в описываемом районе имеется множество горных речек, берущих начало в хребтах Хамар-Дабан, Улан-Бургасы и Цаган-Дабан. В южной половине листа, более бедной поверхностными водами, самыми крупными являются реки Куйтунка и Жиримка.

Климат района резко континентальный; характерны резкие суточные и сезонные колебания температуры, малая облачность и выпадение небольшого количества атмосферных осадков. Лето жаркое, осадков мало. Самый дождливый месяц — август, в течение которого выпадает около 70% годовых осадков. Зима холодная, малоснежная с сильными ветрами.

Лесные массивы встречаются главным образом на северных склонах и вершинах горных хребтов; в пределах впадин и многих широких долин южной части листа они полностью отсутствуют. Наиболее часто встречаются сосна (на песчаных массивах), лиственница, ель, кедр, пихта, осина, береза, черемуха, рябина. В целом площадь листа относится к лесостепной зоне, примыкающей к таежной на высотах Хамар-Дабана и Улан-Бургасы.

Территория листа является наиболее обжитой и промышленно развитой частью Бурятии. Но население и промышленные предприятия распределены по площади листа неравномерно. Наиболее обжиты долины рек Селенги, Уды, Иволги и Куйтунки. Население представлено бурятами и русскими. Большая часть населения сосредоточена в г. Улан-Удэ, где расположен основной промышленный предприятия республики. В сельской местности в основном занимаются скотоводством и земледелием.

Пути сообщения хорошие; в юго-восточной части листа проходит **ж.-д.** магистраль Москва — Владивосток, а по долине Селенги — **ж.-д.** ветка Улан-Удэ-Наушки. Асфальтированное шоссе Улан-Удэ — Кяхта, идущее по территории Иволгинской и Нижне-Оронгойской впадин, соединяет центр республики с ее южной границей. Кроме того, почти всюду, за исключением хребтов, развита сеть хороших проселочных и **грунтовых** дорог, пригодных для автотранспорта.

Г е о л о г и ч е с к а я и з у ч е н н о с т ь

Геологические исследования в Западном Забайкалье начались еще в конце **XIII** века. До восьмидесятих годов прошлого столетия район посетили многие исследователи, но их описа-

ния имеют в настоящее время лишь историческое значение.

Весьма ценный вклад в понимание геологического строения Западного Забайкалья был внесен исследованиями **И.Д.Черского**. В **1881** г. им были сформулированы главнейшие положения, касающиеся геологии и тектоники Забайкалья, составившие затем основу концепции "дрезнего темена Азии" **Э.Зюсса** и **В.А.Обручева**.

В конце **XIX** столетия в связи со строительством Сибирской **ж.д.** в западном Забайкалье вновь развернулись геологические исследования.

В период с **1895** по **1898** и в последующие годы в Западном Забайкалье проводил исследования **В.А.Обручев**. В противоположность **И.Д.Черскому**, отводившему в своих тектонических построениях основную роль складчатым дислокациям, **В.А.Обручев** подчеркивал основное значение разломов земной коры, созданных в Забайкалье многочисленными горстами и грабены. **М.М.Тетяев**, первые работы которого относятся к началу **1928** г., высказал совершенно иную точку зрения на тектонику и историю развития страны. Западное и Восточное Забайкалье были им отнесены к зоне молодой альпийской складчатости, характеризующейся наличием не горстов и грабенов, а развитием покровно-чешуйчатой структуры. С этой точки зрения осадочные угленосные породы мезозоя, залегающие в котловинах между хребтами, представлялись как "окна" среди размытых древних тектонических покровов. Большинство гранитоидов Селенгинской Даурии **М.М.Тетяев** приписывал постмезозойский возраст.

В последующие **1930-1931** годы на территории листа **В.В.Белоусов**, **А.А.Малышкин**, **Б.А.Максимов** проводили геологические съемки в масштабе **1:200 000**.

В **1940** г. **Я.М.Черноусов** провел геологическую съемку в Иволгино-Удинской и Нижне-Оронгойской впадинах; основное внимание было уделено им изучению угленосных отложений.

В **1946** г. **А.М.Бильтаев** вел поисковые работы в хребтах Хамар-Дабан и Улан-Бургасы; попутно проводилась геологическое картирование. Геологическая схема **А.М.Бильтаева** значительно отличается от схем предыдущих исследователей и, по

нашему мнению, более других отвечает действительности.

Основными материалами для составления листа послужили:

1. Геологическая карта южной половины листа М-48-VI в масштабе 1:200 000, составленная в 1953 г. П.И.Налетовым.

2. Геологическая карта северной половины листа М-48-VI в масштабе 1:200 000, составленная в 1955 г. Д.В.Ветровым. Кроме того, использованы материалы А.М.Бильтаева и частично Я.М.Чернусова.

С Т Р А Т И Г Р А Ф И Я

Территория описываемого листа сложена разнообразными нормально осадочными, метаморфическими и изверженными породами, причем наиболее распространены изверженные породы и наименее — метаморфические. Что касается осадочных, дочетвертичных толщ, то они занимают небольшие площади и бедны палеонтологическими остатками. Все это создает значительные трудности при построении сводного стратиграфического разреза.

А Р Х И Я

СЛЮДЯНСКАЯ ТОЛЩА (А в1)

Распространена в виде отдельных небольших останцов кровли и ксенолитов в пределах хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасн. Площади, занимаемые останцами, колеблются от 20 км² до нескольких квадратных метров. Подстилающие слюдяную толщу породы в районе неизвестны.

Архейский возраст слюдянской толщи в соседнем районе Прибайкалья (юго-западное побережье Байкала) установлен давно, а распространенная на площади листа метаморфическая толща по петрографическому составу полностью ей соответствует.

А.М.Бильтаев, детально исследовавший выходы метаморфи-

ческих пород в скальных обрывах р.Селенги (на площади данного листа), также не сомневался в их полной аналогии, со слюдянскими. Наши исследования подтверждают выводы А.М.Бильтаева. Тем не менее, несмотря на очень высокий и равномерный метаморфизм описываемой толщи, не исключено, что ее возраст может оказаться несколько более молодым (нижнепротерозойским). На современном уровне изученности эту толщу все же следует параллелизовать со слюдянской.

Выходы пород слюдянской толщи находятся среди поля прорывающих их протерозойских гранитоидов.

В составе слюдянской толщи выделяются мраморы, орто- и парагнейсы, амфиболиты. Все перечисленные разновидности переслаиваются друг с другом.

Отложения толщи интенсивно дислоцированы, что сильно затрудняет определение их мощности (ориентировочно 3-4 км).

М р а м о р ы имеют подчиненное значение, залегают среди других пород в виде отдельных пластов и линз, мощность которых весьма разнообразна и колеблется от нескольких до десятков метров. По внешнему виду это крупно- и среднекристаллические, реже мелкокристаллические породы белого, серого и темно-серого цвета. Текстура массивная. Мраморы состоят из кальцита, а в меньшем количестве доломита, кварца, монопироксена и скаполита. Структура гетерогранобластовая.

А м ф и б о л и т ы залегают согласно с другими слюдокристаллическими породами в виде отдельных прослоев среди гнейсов и мраморов. Макроскопически они темно-зеленые мелкозернистые, массивные и полосчатые. Под микроскопом наблюдается сланцеватая текстура, структура гетерогранобластовая. Амфиболиты возникли за счет ортопород основного и среднего состава. Главными породообразующими минералами их являются плагиоклаз, биотит, и роговая обманка. Второстепенное значение имеют хлорит, карбонат, мусковит и минералы группы эпидота.

Г н е й с ы . Среди гнейсов слюдянской толщи выделяются: биотитовые, очковые, амфибол-пироксеновые и амфибол-пироксен-плагиоклазовые. Все эти разновидности переслаиваются с мраморами и амфиболитами.

Биотиты и мелкозернистые, светло-серые, серые. Имеют более или менее резко выраженную полосчатую текстуру, обусловленную чередованием темно-окрашенных (с биотитом) и светло-окрашенных полосок. Иногда наблюдается послонная инъекция, подчёркивающая полосчатую текстуру породы. Под микроскопом гнейсы обрывают гранобластовую и лепидогранобластовую структуры. Минералогический состав однообразен: биотит, кварц, плагиоклаз и калишпат. Акцессорные: апатит, сфен, рудный и ортит.

Очковые гнейсы возникли за счет изверженных пород. Макроскопически они серые и темно-серые; на фоне разгнеисованной мелкозернистой массы обособляются овальные порфиобласты калишпата, вытянутые по сланцевалости; размер последних достигает 1,5х1,0 см. Под микроскопом породы имеют мелкоочковую сланцеватую текстуру. Структура порфиокластическая с лепидогранобластовой основной массой. Минералогический состав последней: изометрические зерна кварца, полевого шпата, биотита. В порфиобластах калишпат и плагиоклаз являются реликтовыми минералами первичной изверженной породы.

Амфибол-пироксеновые и амфибол-пироксен-плагиоклазовые гнейсы мелкозернистые, темно-серые, зеленовато-серые, массивные, иногда сланцеватой текстуры. Под микроскопом обрывают гранобластовую, местами гетерогранобластовую структуру. Размер зерен от 0,5 до 1,0 мм. Главными минералами являются: роговая обманка, монопироксен, плагиоклаз и скapolит; второстепенные — кварц, калишпат. Из акцессорных присутствуют сфен, апатит и рудный.

ПРОТЕРОЗОЙ

Протерозойская метаморфическая толща — метаморфизованные сланцы (R_2^+) распространены несколько шире, чем архейские образования, в виде отдельных небольших островков по всей площади листа, чаще в ее северо-западной части. Наи-

более крупный остатек протерозойской кровли (32 км²) находится в бассейне р. Краснояровка.

Рассяянность выходов метаморфической толщи по площади листа указывает на довольно широкое ее распространение в прошлом. Каких-либо палеонтологических остатков в породах этой толщи не найдено. По аналогии с соседними районами и в соответствии с прежними исследованиями мы отнесли ее к протерозою, вероятно, верхнему.

Построить нормальный разрез метаморфической толщи весьма трудно. Все перечисленные литологические разновидности пород переслаиваются между собой в разнообразных количественных соотношениях. Породы сильно метаморфизованы, дислоцированы и прорваны различными гранитами и их дериватами. Приконтактные изменения выразились в интенсифицированном ороговении и скарнировании.

В составе метаморфической толщи выделяются: кристаллические известняки, кварц-диопсидовые породы, гнейсы и метаморфические сланцы.

Кристаллические известняки встречаются во многих местах, однако наибольшие площади они занимают в устье пади Досчатой и по р. Краснояровке. Известняки в пади Досчатой образуют достаточно крупный ксенолит, вплавленный в гранитоиды палеозойской интрузии. В бассейне р. Краснояровка известняки переслаиваются с ороговевшими породами.

Известняки белые, серые, пятнистые крупно- и среднезернистые, довольно неоднородны по составу, содержат до 70% кальцита, от 20 до 25% диопсида и до 10% тремолита. Акцессорные: апатит, сфен, рудный минерал. Структура известняков гетерогранобластовая, иногда гетеронематобластовая.

В известняках нередко находят включения и прослой серовато-кремовой мелкозернистой монопироксен-кварц-гранатовой породы, а иногда и скарнированные известняки. Отмечаются прослой и довольно мощные линзы пироксеновых гнейсов и зеленых диопсидовых пород.

Известняки пади Досчатой прорываются биотитовыми гранитами, мелкозернистыми лейкократовыми гранитами, пегматитами,

- 5) полевошпат-пироксен-роговообманковые роговиковые породы;
 6) амфибол-полевошпат-пироксеновые роговиковые породы;
 7) биотит-кварц-полевошпатовые роговиковые ортопороды.

Наблюдаемая в роговиках полосчатость обусловлена чередованием полос различного минералогического состава и различных размеров зерен; в отдельные полосы обычно концентрируются темноцветные минералы.

Первоначальный состав пород, подвергшихся затем метаморфизму, определить трудно, но иногда в них слабо намечаются реликты осадочных пород. Учитывая минералогический состав (монопироксен, альбит, гранат, сканолит, а также присутствие карбоната), можно предполагать, что изменению подвергся осадочный материал с карбонатом.

К и с л ы э ф ф у з и в ы встречаются только в одном участке. Они слатают гору Медную, расположенную юго-западнее с. Куйтун. Это зеленые, интенсивно трещиноватые и весьма глубокометаморфизованные породы. Микроскопическое изучение показало, что мы имеем дело с хлоритизированными и пироксенизированными кислыми эффузивами. Метаморфизм эффузивов настолько глубок, что первичная их порода устанавливается с большим трудом.

П Р О Т Е Р О З О Й - П А Л Е О З О Й

ТАТАУРОВСКАЯ ТОЛША (РЪ - Сл₁(?) тт)

Впервые образования этой толщи описаны В.А.Обручевым и названы по месту их выхода в береговых обрывах р. Селенги, вблизи ст. Татаурово.

На площади листа татауровские конгломераты встречаются только на юго-восточном склоне хр. Хамар-Дабан. Наиболее крупное поле конгломератов расположено в междуречье Красноярки и Большой Речки, вблизи д. Гурульбы. Кроме того, небольшие "пят-

диабазовыми порфиритами. Здесь в известняках развиты явления окварцевания, скарирования, эпидотизации.

К в а р ц - д и о п с и д о в ы е п о р о д ы встречаются почти во всех останцах метаморфической толщи. Обычно они мелко- и среднезернистые. В обнажениях отличаются характерной гребенчатой поверхностью выветривания.

При микроскопическом изучении обнаруживается реликтовая структура полимиктового песчаника, что можно предположить, судя по угловатости зерен кварца. Если это верно, то цементом песчаника являлся кварц-карбонатный материал. Часть кварц-карбонатдиопсидовых пород, возможно, образовалась за счет доломитизированных известняков.

В основном породы состоят из кварца и диопсида - кварца от 35 до 45%, диопсида от 10 до 55%. Широко распространены также актинолит, содержание которого достигает в отдельных разновидностях 35%, реже встречается кальцит - до 10%. Явно подчиненное место занимают клиноцистит, плагиоклаз, сканолит, эпидот, тремолит и хлорит. Акцессорные - сфен, рудный, гранат, лимонит и в единичных случаях лейкоксен.

Структура кварц-диопсидовых пород blastosammitовая, переходящая в гранобластовую или гетерогранобластовую. Текстура массивная, реже полосчатая. Вторичные процессы выражены в сканолитизации, пироксенизации и клиноциститизации.

М е т а м о р ф и ч е с к и е с л а н ц ы и р о г о в и к и имеют однообразный внешний облик. Это преимущественно темно-зеленые и серовато-зеленые мелко- и тонкозернистые породы. Текстура полосчатая. Основные минералы - монопироксен, плагиоклаз, калишпат, иногда в незначительном количестве появляется кварц. Второстепенное значение имеют сканолит, клиноцистит, биотит, эпидот. Вместе с монопироксеном присутствует роговая обманка. Структура пород гранобластовая, текстура сланцеватая и полосчато-сланцеватая.

По петрографическому составу выделяются:

- 1) полевошпат-биотитовые роговиковые породы;
- 2) плагиоклаз-пироксеновые роговиковые породы;
- 3) пироксен-биотитовые роговики;
- 4) кварц-пироксен-полевошпатовые породы;

следует согласиться. Их возраст оценивается исследователями по-разному. Наши данные сводятся к следующему:

1. Конгломераты моложе архейских и протерозойских метаморфических толщ и протерозойского интрузивного комплекса, так как содержат в своем составе гальки всех этих пород.
2. Они древнее мезозойских отложений, так как в базальных слоях верхнего мезозоя содержатся обломки тагауровских конгломератов.

Таким образом, диапазон возможного возраста описываемых конгломератов довольно широк: от верхнего протерозоя до нижнего мезозоя. Но так как в отложениях наблюдалось прорывание тагауровских конгломератов пегматитовой жилкой, относящейся к нижнепалеозойской Джидинской интрузии (район с. Красноярово), возраст этих конгломератов понижается до верхнего протерозоя — нижнего кембрия.

Л. И. Салоп, параллелизуя тагауровскую толщу с боргойской, также относит первую к нижнему кембрию.

М Е З О З О Й

К нижнему мезозою на площади листа относится цаган-хунтейская свита, сложенная кислыми эффузивами и их туфами.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Ц а г а н - х у н т е й с к а я с в и т а (Штег)

Свита распространена в юго-восточной части листа в пределах центральной части хр. Цаган-Дабан, сложенная полосой шириной 6 км, окаймляющую массив щелочных гранитоидов. Представлена она ортофирами, кварцевыми порфирами, порфирами, фельзитами, фельзит-порфирами и их туфами, туфитами, агломератами и туфобрекчиями.

Нормальный разрез эффузивно-туфовой свиты прослеживается в правом борту рч. Куналейки, против д. Большой Куналей. Здесь

на" конгломератов встречены в вершинах рек Шалутай и Попе-речья.

Внешне это сильно метаморфизованные грубообломочные конгломераты с плохой сортировкой галек, с редкими прослоями песчанника. Цвет конгломератов буроватый, серый и темно-серый до черного. Обломочный материал хорошо окатан и представлен породами протерозойского интрузивного комплекса и древних метаморфических толщ. Преобладают гальки измененных разгнейсованных гранитов, гнейсов и гранито-гнейсов. Гальки раздавлены, уплотнены, местами превращены в линзовидные полоски, параллельные сланцеватости цемента. Ориентировка самих галек совпадает с границами прослоев песчанника и с полосчатостью цемента. Размер галек колеблется от 1-0,5 до 12-15 см в диаметре. Цемент базальный, мелкокристаллический, пепельно-серой окраски, рассланцован и обтекает гальки, что свидетельствует о вторичной рассланцованности пород.

При микроскопическом исследовании обращает на себя внимание интенсивный метаморфизм цементирующей массы. Слабо сохранившиеся реликтовые структуры дают основание предполагать, что первоначально цементирующий материал был алевролитовым и песчаным. В результате последующего метаморфизма цемент конгломератов перекристаллизовался и приобрел состав и структуру кристаллических сланцев. Минералогический состав цемента: кварц, полевой шпат и биотит. Местами кварца больше, чем по легового шпата. Следствие минералы представлены преимущественно биотитом, иногда встречается мусковит. Биотит часто сконцентрирован в неправильные полосчатые агрегаты, ориентированные в одном направлении. Полоски слюды огибают реликты кластических зерен песчанника и собраны в мелкие складочки (плотность). Содержание биотита составляет 15-20%. Наряду с биотитом, цемент обогащен непрозрачным веществом, что и обуславливает темно-серый и черный цвет пород. Структура цементирующей массы лепидогранобластовая, местами blastopсаммитовая. Сланцеватая текстура пород вызвана ориентированным расположением обломков и полосовидных новообразований биотита.

По В. А. Обручеву отложения тагауровских конгломератов происходило в континентальных условиях, во впадинах, с чем

наблюдается частое переслаивание перечисленных выше разнородностей свиты (снизу вверх):

- 1) розовые и красные порфиры с прослоями фельзитов;
- 2) красные фельзиты, кварцевые порфиры и порфиры;
- 3) пачка пестрых и белых фельзитовых туфов;
- 4) порфиры;
- 5) пористые серые туфы ортофирмов;
- 6) полочатые туфы с флюгеловым отенком;
- 7) кварцевые порфиры.

Здесь же наблюдаются прорывающие эффузивную толщу дайки диорит-порфиритов и сиенито-диоритов. Эффузивы смяты в складку северо-восточного простирания с падением сохранившегося крыла на северо-запад под углами 30-50°. Мощность свиты 500-600 м.

Из сказанного ясно, что описываемую свиту составляет сложный эффузивно-туфовый комплекс, отличающийся большим разнообразием пород. Все же можно заметить некоторую закономерность, выражающуюся в том, что основность пород убывает снизу вверх, и в верхних горизонтах залегают более кислые разновидности. Так, нижние горизонты свиты сложены ортофирмами, порфирами и их туфами, верхние — светло-серыми и белыми фельзитами, розовыми и красными кварцевыми порфирами и их туфами. Кроме того, кислые разновидности шире распространены в восточной, а более основные — в западной части площади, занятой породами этой свиты.

Пространственно свита приурочена к щелочной интрузии гранитоидов, с которой она, возможно, генетически связана. В пользу этого предположения говорят следующие данные:

- 1) контур распространения свиты как бы окаймляет крупное тело щелочных гранитоидов;
- 2) в составе свиты имеются породы, содержащие щелочные компоненты.

В структурном отношении цаган-хунтейская свита образована в пределах описываемого листа синклиналь, которая прослежена по простиранию более чем на 70 км при средней ширине 10-15 км. Шарнир синклинали проходит от верховьев рч. Кокшай на северо-востоке и достигает урочища Шалоты на юго-за-

паде.

Необходимо отметить, что аналогично описываемой свиты широко распространены юго-восточнее и восточнее границ нашего листа. Совершенно аналогичные образования были встречены А.Е.Дербяной и С.Н.Коровиным в восточнее территории листа в бассейне рч. Старая Брянь и А.А.Арсеньевым и П.М.Клеветенским в Цаган-Хунтейском хребте.

Нет никаких сомнений в том, что описываемая свита является аналогом цаган-хунтейской свиты, выделенной двумя последними авторами.

Возраст цаган-хунтейской свиты определяется следующими данными: В.А.Новиковым в 1955 г. в отложениях петропавловской свиты ("мелафировый комплекс") найдена триасовая флора. Известно, что цаган-хунтейская свита залегают стратиграфически выше, чем петропавловская; с другой стороны, в долине Хилка на отложениях цаган-хунтейской свиты несогласно залегают туфоглинозерная серия, относящаяся к верхней яре — нижней меду. Таким образом, возраст цаган-хунтейской свиты определяется как триас — яра.

О р т о ф и р ы представлены красновато-бурыми, буровато-желтыми и лиловыми тонкозернистыми породами с порфиритовыми выделениями красного или розового калишпата. Размеры вкрапленников колеблются от 0,2 до 1 см. Структура пород порфиритовая, основной массы — ортофиритовая, микролитовая, реже микрогидроморфнозернистая. Текстура массивная или пористая. Вкрапленники калишпата пелитизированы, в некоторых случаях почти нацело замещены альбитом.

Основная масса пород тонкозернистая, состоит из коротких столбиков или тонких лейст пелитизированного буроватого калишпата (70-80%). Кроме калишпата, в породе присутствует кварц (5-10%), эпидот и клиноцоизит. Два последние минерала выполняют пустоты. В мелкозернистой массе рассеяны мелкие чешуйки хлорита и зернышки рудного минерала. Из акцессориев в ортофирмах присутствуют: рудный минерал, циркон, апатит и сфен.

П о р ф и р ы значительно распространены в разрезе свиты и встречаются почти повсеместно. Макроскопически они

кирично-красные, красно-бурные и реже розовые, мелкозернистые с крупными до 0,5 - 1,0 см вкраплениями красных калишпатов. Структура порфировидная, структура основной массы гиллиоморфнозернистая, иногда переходящая в призматически-зернистую. Текстура массивная. Порфировые выделения порфиров представлены таблитчатыми зернами калишпата и плагиоклаза. Последний представлен олигоклазом и реже андезином, нередко окружен оторочкой калишпата и серицитизирован. Минералогический состав следующий: калишпат (40-70%), олигоклаз или андезин (5-10%), кварц (1-10%), карбонат, хлорит (0-8%), серицит, апатит и сфен. Изредка встречается пироксен, причем при повышенном содержании последнего становится меньше калишпата, и порода постепенно переходит в сиенито-диорит и микродиорит.

Кварцевые порфиры -- розовые, розовато-лиловые, буровато-розовые, кирпично-красные и реже пепельно-серые плотные массивные породы с многочисленными вкраплениями розового полевого шпата и водяно-прозрачного или сероватого кварца, размеры которых колеблются от 1 до 3, реже 4 мм в поперечнике. Структуры основной массы кварцевых порфиров разнообразны. Наиболее распространены микроаллотриоморфнозернистая, фельзитовая и микропегматитовая. Текстура массивная, реже пористая. Вкраплениями калишпата таблитчатые или призматические, часто пелитизированные. Фенокристы кислого плагиоклаза обычно интенсивно серицитизированы, а полисинтетические двойники их слабо выражены. Кварц во вкраплениях встречается в виде округлых оплавленных зерен, но иногда образует правильные гексагональные кристаллы.

Основная масса породы кварц-полевошпатовая, в ней присутствуют мелкие чешуйки зеленого хлорита, бесцветного мусковита, серицита, зерна рудного минерала, а также редкие кристаллы апатита и сфена.

Фельзиты и фельзит-порфиры представлены светло-серыми, серыми и реже темно-серыми плотными массивными породами, в афанитовой массе которых иногда наблюдаются розовые вкрапления полевого шпата. Таблитчатые или призматические вкраплениями фельзит-порфиров представлены пелитизированным калишпатов и реже серицитизированным пла-

гиоклазом.

Основная масса породы кварц-полевошпатовая, нередко сильно серицитизирована и реже хлоритизирована. Структура ее фельзитовая или микрофельзитовая, часто встречается микропелитовая, редко сферолитовая. Текстура фельзитов массивная, реже полосчатая, причем в полосчатых фельзитах наблюдается чередование полос фельзитового и микрофельзитового строения. Эти разновидности фельзитов имеют ограниченное распространение.

Туфиты представлены плотными тонкозернистыми темно-серыми породами. Микроскопическое изучение показало, что эти слабо полосчатые породы гранулометрически соответствуют алевролитовым сланцам. Структура туфитов блоастолевитовая, текстура слоистая. Они состоят из мелких обломков кварца (до 45%) и полевого шпата (до 5%). Величина обломков 0,1 - 0,03 мм, количество их достигает 60%. При этом обломки сцементированы глинисто-кремнистым материалом.

Из вторичных минералов встречаются хлорит, эпидот.

Туфипорфиры и ортофиры обычно переслаиваются с порфирами и ортофирами и представляют собой голубовато-серые, фиолетовые или пепельно-серые породы. По составу обломков они относятся к кристаллолитокластическим, имеют массивную или пористую текстуру.

Состав обломочного материала туфов: калишпат (до 55%), биотит, хлорит, плагиоклаз, альбит, реже кварц. Обломки породы состоят из сиенит-порфиров и ортофиров. Цемент микрофельзитовый, плохо раскристаллизованный или стекловатый.

Туфобрекчи и отличаются от описанных туфов присутствием большого количества обломков пород, размеры которых достигают 3-5 см и более. Обломки представлены порфиритами, порфирами, кварцевыми порфирами и реже гранитами. Цемент туфобрекчий микрофельзитовый или стекловатый. Обтекаемые обломки пород и минералов, он создает флюидальную текстуру.

Туфиты и туфобрекчи фельзитовых порфиров и кварцевых порфиров в зеленовато-серые, зеленовато-розовые, буровато-светло-серые, иногда пестрые "отковые" или полосчатые

плотного или пористого сложения. Среди туфов выделяются кристаллоластические и литокластические разновидности. Кристаллоластические туфы характеризуются преобладанием цемента над обломками. Текстура массивная или мидалекаменная.

В целом цаган-хунтейская свита характеризуется следующим:

- а) большим разнообразием состава; б) преобладанием средних эффузивов средних разновидностей, а среди туфов — кислых; в) вторичными изменениями пород в виде пелитизации и альбитизации калишпата, серицитизации плагиоклаза и хлоритизации биотита.

МЕЛОВАЯ-ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Гусинозерская серия (с₃ - Ст₁ ss) (нерасчлененная) К этой серии относятся нормально — осадочные континентальные отложения: конгломераты, песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы и редкие прослои бурого угля, распространённые в Нижне-Оронгойской и Иволгино-Удинской впадинах. Мезозойские образования прикрыты довольно мощными четвертичными отложениями, вследствие чего выхолдят на дневную поверхность лишь в нескольких местах.

В 1940 г. Я.М.Черноусовым в мезозойских отложениях была собрана ископаемая флора, содержащая *Ginkgo sibirica* Неег (район д.Шимкино), *Valera pulchella* Неег (там же), *Phoenicopsis angustifolia* (район д.Шимкино и Мухино), *Pityrobyllum Nordenskiöldii* (Неег) Натх (там же) и *Gingo Sopen* Неег (район д.Шимкино). Эти формы составляют характерный элемент сибирской юрской флоры.

С.Н.Наумовой в образце угля, взятом в районе д.Мухино, была обнаружена пыльца древних форм хвойных *Sordaites* и *Oedemovacis vrepovskis* Натх.

В 1956 г. во взятой нами пробе (район Госзавода, правый борт р.Уды в 12 км выше устья) обнаружена пыльца голоосеменных растений, представленных главным образом пыльцой хвойных из родов: *Picea*, *Pinus*, *Podocarpus*. В значитель-

ном количестве встречается также пыльца *Ginkgoales* и *Wettittales*. В меньшем числе найдены споры папоротниковообразных: *Lusorodium subrotundum* Катра-Мугса, *Saprottriletes schizaeiformis* Катра-Мугса, *Coniortetris tajugensis* Катра-Мугса, *Sibotium junctum* Катра-Мугса, *Cheisorpleuria* sp., *Gleichenia delictata* Волч., *Osmunda jurassica* Катра-Мугса, *Aletes* sp. По мнению Л.Н.Лутовой, состав данного спорово-пыльцевого комплекса возможно указывает на средний яру.

В 1956 г. из буровой скважины, пройденной в Нижне-Оронгойской долине, в 3,0 км от отметки 667,0 м с глубин 9, II, 34, 50 были отобраны четыре пробы. Спорово-пыльцевым анализом проб, проведённым в лаборатории ИГУ под руководством Л.Н.Лутовой, установлен следующий комплекс спор голоосеменных растений, представленный хвойными: *Picea*, *Psoraleaera*, *Pinus*, *Agassacia*, *Podocarpus*, *Abies*, которые резко преобладают среди спор других растений. Кроме того, в нем присутствуют пыльца *Ginkgoales* и единично *Wettittales* споры папоротниковообразных: *Selaginella*, *Lusorodium*, *Equisetum*, *Sibotium*, *Coniortetris*, *Polypodiaceae*, *Cheisorpleuria*, *Osmunda*, *Gleichenia*, *Leiotriletes*.

Таким образом видно, что спорово-пыльцевой комплекс из отложенной гусинозерской серии состоит в основном из форм, обычных для юрского периода. Вместе с тем на фоне юрского флористического комплекса в отложенных гусинозерской серии отмечается присутствие микроспор растений, типичных для нижнего мела. Так, здесь выделены споры: *Selaginella granata* Волч., *Ouchlorpsis*, *Lusodium* sp (шпозаватный), *Schizaeaceae*, *Leiotriletes repugnillus* Волч., *Leiotriletes subtilis* Волч., *Trachytriletes ancoaeiformis* Волч., *Humelozonotriletes* cf. *simpler* Волч. По мнению Л.Н.Лутовой, спорово-пыльцевой комплекс, полученный из гусинозерских отложений, характеризует их возраст как верхняя яра — низы нижнего мела. Учитывая все сказанное, а также новые работы по этому вопросу Н.А.Флоренцова и Г.Г. Мартинсона (1953-1956 гг.), гусинозерскую серию следует относить к промежутку времени от верхней яры до нижнего ме-

ла включительно.

На основании литологических особенностей и положения в синклинальной структуре Иволгино-Удинской впадины, нами в составе гусиноозерской серии условно выделяются три свиты, носящие местные названия: комужинская (нижняя), лысогорская (средняя) и сотниковская (верхняя).

Необходимо при этом отметить, что характер контактов между свитами остается недостаточно ясным. Судя по данным соседнего Гусиноозерского района, аналогичные отложения отличаются большей фациальной изменчивостью и расчленением их на отдельные свиты только по литологическим признакам фактически неосуществимо. Трудности стратификации мезозойских отложений Иволгино-Удинской впадины усугубляются их очень слабой обогащенностью и недостатком буровых скважин. Кроме того, опыт прошлых работ в Забайкалье показывает, что при картировании в масштабе 1:200 000 угленосные отложения межгорных впадин по этой причине почти не поддаются расчленению. Поэтому предлагаемое разделение мезозойских отложений на свиты следует рассматривать, как выполненное только в первом приближении.

К о м у ш к и н с к а я с в и т а (Уз-Ст, км)

Свита названа по названию горы Комужка, где она залегает на размытой поверхности гранитоидов в виде базального горизонта гусиноозерской серии. В составе свиты выделяются конгломераты и аркозовые песчаники. Свита выходит на поверхность во многих пунктах на южной окраине Иволгино-Удинской впадины. Наиболее значительные по размерам выходы прослеживаются на горе Комужка, в районе урочища Табхар-Обо, на правом берегу р. Уды, близ г. Улац-Удэ, южнее д. Нижние Тальцы.

К о н г л о м е р а т ы в типичных обнажениях встречаются на Табхар-Обо. Здесь, непосредственно на склоне Джидинской впадины залегает мелкогалечниковые конгломераты (гравелисты), величина галек которых достигает 1 см. В них наблюдается прослой крупногалечниковых конгломератов. Величина

галек в прослоях не превышает 5-8 см в диаметре. Форма округлая, сплюснутая, окатанность хорошая. Состав обломков полностью соответствует составу подстилающих пород — сиениты, граниты, дайковые породы и др. Цемент образован грубыми зернистым аркозовым песчаником серовато-розового цвета, состоящим из полевого шпата и кварца (до 10%). Местами наблюдается карбонатный цемент, обволакивающий (в виде пленки) гальки конгломератов.

А р к о з о в ы е п е с ч а н и к и распространены в урочище Табхар-Обо на горе Комужка, на правом берегу р. Уды, вблизи ее устья. Они характеризуются выдержанным аркозовым составом: преимущественно серый и темно-розовый калишпат, в меньшем количестве — кварц. Обычно это массивные породы серовато-розового, светло-серого и серого цвета. Степень цементации различна. Величина зерен колеблется в пределах 0,2-5 мм. Составляют они из угловато-окатанных и неправильных угловатых зерен калишпата, кислого плагиоклаза и небольшого количества кварца, редких чешуек биотита и мелких обломков гранитоидов. Из акцессорных минералов встречаются обломки сфена, апатита, циркона и рудного. Цемент глинисто-карбонатный. Характерен также кварцевый, местами кристаллический цемент, заполняющий неправильные промежутки между обломками.

Вопрос об образовании аркозовых песчаников горы Комужки в свое время был предметом полемики между А.В. Волиным и М.М. Тетяевым, который считал, что аркозовые песчаники горы Комужки близ Улац-Удэ образовались в результате гранитизации юрских песчаников розовыми гранитами. В.А. Обручев объяснял образование кварцевого цемента в песчаниках проникновением в них гидротермальных растворов по молодым зонам разломов (в долине р. Уды) и указывал, что сами песчаники возникли за счет продуктов разрушения розовых гранитов. А.В. Волин тщательно изучил песчаники горы Комужки и также пришел к выводу, что ни гранитизированных песчаников, ни послерудных гранитов в этом районе нет.

В других районах Забайкалья в последние годы найдены дайки и малые тела кислых и щелочных пород, прорывающих отло-

жения гусиноозерской серии. С этими телами связаны зоны окварцевания и иные гидротермальные проявления (Гусиное озеро, Боргойская впадина). Отчетливый термальный метаморфизм песчаников и конгломератов комушкинской свиты в районе г. Улан-Удэ, ниже железнодорожного моста через р. Уду, также, несомненно, связан с воздействием молодых слепых интрузий (вероятно, кислых). Это явление в ближайшее время должно быть внимательно изучено.

Мощность комушкинской свиты в пределах Иволгино-Удинской впадины значительно колеблется. Так, по буровой скважине I75 она составляет 110 м, по скважине в урочище Тодохта — всего 30 м. Это объясняется изменчивыми континентальными условиями формирования свиты и неровностями ложа бассейна осадконакопления. Несомненно также, что в пределах Иволгино-Удинской впадины породы комушкинской свиты не имели сплошного распространения, об этом свидетельствуют данные бурения.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Л и с о г о р с к а я с в и т а (псг, ls)

Свита приурочена в основном к центральной части Иволгино-Удинской впадины. Наиболее значительные выходы ее на поверхность наблюдаются в Нижне-Оронгойской впадине, южнее д. Каленовское, между Красноярово и Мухино, на Лысой горе (северная окраина г. Улан-Удэ), в районе Госзавода (правобережье р. Удэ, в 12 км от ее устья).

В разрезе свиты выделяются мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, пласты и пропластки бурого угля. Наличие бурого угля и значительного количества прослоев глинистых сланцев и алевролитов является характерной особенностью свиты.

Контакт лысогогорской свиты с лежащей ниже комушкинской зафиксирован буровыми скважинами на Лысогогорском буругольном месторождении, где на глубине 70 м установлено залегание угленосных отложений на аркозовых песчаниках.

Песчаники представляют собой тонко- и мелкозернистые породы желтовато-серого, серого и зеленовато-серого цвета. Характеризуются они хорошей окатанностью зерен, величина которых колеблется в пределах 0,25-1,0 см, реже встречаются среднезернистые разновидности. Песчаники обычно массивные с частыми постепенными переходами в алевролитовые и глинисто-алевролитовые породы. Основной состав их следующий: кварц, полевой шпат; ортоклаз-пертит, микроклин. Полевой шпат не свежий, сильно каолинизирован. Встречаются мелкие чешуйки слюды и обломки пород. Цементирующая масса имеет глинисто-карбонатный и карбонатный состав.

А р г и л и т ы — тонкозернистые, массивные породы темно-серого цвета, распространены в пределах свиты довольно широко. Содержат большое количество отпечатков растений, иногда хорошей сохранности. Богаты углистым веществом, что и придает им темно-серый цвет.

А л е в р о л и т ы — макроскопически тонкозернистые породы темно-серого цвета с неровным — занозистым изломом, часто переслаиваются с аргиллитами и углистыми сланцами. Местами содержат много углистого материала. Под микроскопом видно, что алевролиты представляют алевроито-карбонатную породу с алевропелитовой структурой и слоистой, местами плывчатой текстурой. В составе обломков угловатой и округлой формы присутствуют главным образом кварц, в меньшей мере каолинит и кислый плагиоклаз, чешуйки биогита и мусковита. По биогиту развиваются гидрокислы железа. Кроме того, имеются угловатокатаные и окатанные обломки кремнистой породы и редкие зерна циркона. Обломочный материал составляет до 50-60% от всей массы породы и сцементирован карбонатным веществом.

В алевролитах содержатся тонкие прослойки микрозернистой карбонатной массы с незначительной (до 10-15%) примесью алевролитовых частиц.

Алевролиты включают обильные отпечатки растений.

На правобережье р. Удэ в 10 км от ее устья имеется

карьер кирпичного завода, где видно переслаивание аргилли-

тов алевролитов и редких прослоев углистых сланцев. В районе Лысогорского месторождения в них обнаружены остатки гастропод и пелелипод. Здесь встречается, по определению Г.Г. Мартинсона, пелелиподы — *Sutera wadschinsensis* G r a b a u , *S. altifor-*
mis G r a b a u , *S. kweichowensis* G r a b a u , *S. elongata*
R a m s e l m e u e r , *G. elongata* (*R a m s e l m e u e r*) var. *kempensis*
ica M a r t ; гастроподы — *Vithynia menquinensis* G r a b a u ,
Valvata sativalis G r a b a u . Все эти находки указывают на
нижнемеловой возраст Лысогорской свиты.

У г о л ь залегает в виде отдельных пластов и пропластков небольшой мощности. На площади листа известны два месторождения бурого угля: Лысогорское и Мухинское.

На Лысогорском месторождении разведочными скважинами вскрыты три пласта угля, причем наибольшее значение имеет верхний пласт с суммарной мощностью от 1,7 до 3,2 м. Уголь полублестящий, штриховатый, с волокнистым изломом. Структура слоистая, реже зернистая. Блестящий уголь встречается редко, в виде тонких линз. Среди угли имеются налеты гипса и обуглившиеся стволы деревьев.

Мухинское месторождение известно еще со времен П.С. Дала. Разведочными работами, проведенными А.С. Струговым в 1941 г. , здесь обнаружено два пласта угля мощностью 0,4–1,0 м и 0,6–2,0 м. Угли Мухинского месторождения относятся к типично бурым.

Мощность угленосных отложений полностью не определена, так как бурение ограничивалось глубиной 80–85 м. Общая мощность угленосных отложений достигает, видимо, 600–700 м.

По данным гравиметрических работ, мощность всех рыхлых и полурыхлых отложений в районе с. Мухино достигает 1000–1200 м. Если учесть, что здесь на поверхности непосредственно выходит угленосная свита, то ее суммарная мощность вместе с нижележащей мушкинской свитой составит 1000–1200 м.

С о т н и к о в с к а я с в и т а (с Ст. st)

Эта свита выделена нами впервые в 1956 г. Сложена она грубообломочными конгломератами с прослоями песчаников. Неподалеку от д. Сотниково находятся наиболее характерные обнажения конгломератов — отсюда ее название. Выходы свиты протягиваются вдоль южных склонов хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы в виде полосы шириной 4–6 км. Конгломератами сложены пологие холмообразные возвышенности. Характерным отличием пород сотниковской свиты от мушкинской и лысогорской является более значительные размеры, слабая окатанность и сортировка обломочного материала.

Глибовые конгломераты имеют проливальное происхождение; они образовались за счет разрушения пород, слагающих хребты Хамар-Дабан и Улан-Бургасы.

От коренных пород этих хребтов они отделены тектоническим уступом, который довольно отчетливо выражен в рельефе. Мощность сотниковской свиты различна и колеблется от нескольких десятков до 200–250 м. Характер залегания свиты на продуктивной лысогорской свите неясен.

Конгломераты сотниковской свиты залегают довольно полого. Простираются северо-восточное, падение юго-западное под углами 10–12°. Ближе к тектоническому уступу, отделяющему сотниковскую свиту от кристаллических толщ хр. Хамар-Дабан, грубообломочные отложения дислоцированы более интенсивно. Здесь отмечены зеркала скольжения, более крутые углы падения и изменчивые простирания, что связано с подновлением тектонической зоны после формирования свиты.

Приведем описание обнажения на левом борту р. Селенги, близ д. Сотниково. Коренное обнажение глибовых конгломератов здесь протягивается на расстояние 400 м по откосу выемки шоссейной дороги. Обломки в конгломератах представлены слабоокатанными и почти неокатанными глыбами, размерами от 10–15 см до 2 м в поперечнике. Форма глыб разнообразная: продолговатая, овальная, округлая, угловатая; состав — граниты и гней-

выше г. Улан-Удэ, у подножья горы Тологой.

Представлены эти отложения слабосцементированными песчаниками и бурыми глинами с остатками позвоночных. Для примера приведем разрез карьера Верхне-Березовского месторождения глин.

Внизу разреза выходит пласт бурых валуновых глин видимой мощностью около 3 м. На поверхности размыта глин со стратиграфическим несогласием залегают суглинистые серые отложения мощностью от 1,5 до 3,4 м. Среди суглинков наблюдаются небольшие линзочки белой глины и включения гравия. Здесь же имеются прослойки бурых глин мощностью 10-20 см. Выше вновь залегают суглиники, перекрытые галечником.

Свидетельством изменения режима неогенового бассейна является перерыв между бурными глинами и суглинками. Кровля пласта бурых глин неровная, образует уступы и имеет пеструю окраску.

Среди бурых глин встречаются крупные валуны размером до 1-1,5 м в поперечнике, состоящие из гранитоидов Джидинской интрузии, гнейсов и других пород, слагающих хребет Улан-Бургасы. Поверхности валунов гладко отполированы, некоторые стороны плоские, гладкие, свидетельствующие о том, что валун перемещался на большое расстояние не переворачиваясь. Кое-где имеются царапины и борозды, напоминающие ледниковую штриховку. Все это наводит на мысль о том, что мы имеем дело с перетолженными ледниковыми образованиями, но в таком случае они вряд ли могут иметь неогеновый возраст.

Второй выход неогеновых отложений находится у подножья горы Тологой. Он подробно изучен Л.Н.Иваньевым, собравшим и обработавшим богатую коллекцию ископаемой фауны.

Неогеновые отложения горы Тологой представлены маломощными красно-бурными глинами, содержащими желваки костеносной брекчии. Последние, как и сами глины, наполнены значительным количеством осколков костей животных. Состав фауны по Л.Н.Иваньеву, следующий: *Hippation* sp.; *Mammata* sp.; *Mus* sp.; *Felis* sp.; *Gazella* sp.; *Cervus* sp.; *Pisces*. Эти остатки позволяют отнести описываемые отложения к неогену.

сы. Цемент образован грубозернистым песчаником серо-желтого цвета, иногда содержатся мелкие галечки размером 4-5 мм. Песчаник некрепкий, легко рассыпается.

Подобные обнажения имеются в береговых обрывах р. Селенги, в 300 м ниже пешеходного моста и к юго-западу от ст. Дивизионный, в выемке железной дороги.

Особый интерес для определения возраста сотниковской свиты представляют обнажения к северо-западу от д. Гурульба. Здесь в обратном вскрыт коренной выход глыбовых конгломератов с прослойками и линзами песчаников. В песчанистых прослоях, мощность которых колеблется от 30 см до 1 м, заключены прослойки зеленых глинистых сланцев мощностью до 30 см. В прослоях отмечены углистые включения и отпечатки растений.

По определению Д.И.Ермолаева, ископаемые остатки растений относятся к роду *Rhoelisorpis*, широко распространенному в юрское время, но известному также и в нижнемеловых отложениях. Спорово-пыльцевые анализы проб также указывают на мезозойский возраст отложений сотниковской свиты. Здесь найдены споры и пыльца *Aletes ablatas*, *Veppetitales*, *Picea* sp., *Pinus*. Совместное залегание сотниковской и лесогорской свит и отмеченное в районе Ласой горы налегание первой на вторую делает весьма вероятным нижнемеловой возраст сотниковской свиты.

К А Й Н О З О Й

Кайнозойские образования на площади листа представлены рыхлыми осадочными породами.

НЕОГЕН (N)

Отложения этого возраста имеют незначительное распространение. Выходы их известны лишь в двух местах: в районе Верхне-Березовского месторождения глин, неогеновый возраст которых принят условно, и на левом берегу р. Селенги в 15 км

Глины Березовского месторождения отнесены к неогену только на основании некоторого сходства с глинами горы Толгой.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

С р е д н и й и в е р х н и й о т д е л ы
(Q₂₋₃)

Средний и верхний отделы четвертичной системы представлены нерасчлененными континентальными отложениями — песками, супесями, суглинками с редкими прослоями галечников и валуников. Сюда относятся отложения речных и озерных террас, широко распространённые в пределах Иволгино-Удинской впадины, в районе сс. Куйтун, Куналей и Тарбагатай, а также по правобережью р. Селенги. Мощность отложений весьма различная. На левобережье Уды, в районе горы Комушка, она достигает 100 м. Фактическая изменчивость этих отложений выражается в изменении размеров обломков. Например, на левобережье Уды описываемые отложения представлены средне- и мелкозернистым песком, тогда как на правобережье в их составе появляется грубообломочный материал — галечники и даже валуны.

Террасы рек сложены средне- и крупнозернистыми песками серовато-желтого и желтого цвета с прослоями галечника, состоящего из хорошо окатанной гальки округлой и овальной формы. В виде маломощных прослоев встречаются суглинки, супеси.

Среди средне- и верхнечетвертичных отложений¹⁾ наиболее широко распространены речные и озерные, занимающие значительные площади в южной части Иволгино-Удинской впадины. Мощность их колеблется от нескольких метров до 80-100 м. В составе речных и озерных отложений преобладают пески, встречаются супеси, суглинки с прослоями глин. Озерные мелкозер-

¹⁾ На карте показаны без крана, так как отделить речные отложения от озерных не представляется возможным.

нистые пески имеют различные цвета и оттенки от серо-желтого до красно-желтого и желто-сурсого. Составят они из зерен кварца, полевого шпата розового, красного и желтого цвета, следы и небольшого количества зерен роговой обманки пироксена, магнетита. Форма зерен округленная округло-угловатая и совершенно угловатая.

Супеси и суглинки встречаются по склонам долин, особенно в таких широких, как долины рек Куйтуны, Куналейки, а также на северных склонах Ганзуринского хребта. Мощность их колеблется в пределах от 5-6 до 10-20 м.

Близ с. Большой Куналей, в овраге на глубине 6 м найден череп *Elphias primigenius*. Таким образом, возраст этих отложений датируется как верхнечетвертичный.

Под влиянием довольно сильных ветров юго-восточного направления за счет описанных выше отложений развиваются эоловые пески. Выделяются два типа эоловых образований: закрепленные и перевеваемые пески.

Эоловые закрепленные пески занимают значительные площади на северных отрогах хр. Цаган-Дабан, в районе Николаевского завода и по левобережью р. Уды. В этих местах сыпучими песками заполнены все речные долины. Их поверхность покрыта маломощным почвенно-растительным слоем и сосновым лесом.

Перевеваемые пески занимают довольно значительные площади по левобережью р. Уды, в нижнем течении рек Куйтуны и Жиримки, в районе Николаевского завода, по правобережью р. Селенги.

Сыпучие пески образуются за счет закрепленных озерных и речных песков. Они образованы типичные эоловые формы рельефа: барханы, дюны, песчаные гряды. Мощность перевеваемых песков различна — от нескольких метров до 10-20 м. По своему литологическому составу они ничем не отличаются от закрепленных эоловых песков. В летние месяцы эти пески находятся в непрерывном движении, нанося значительный вред сельскому хозяйству. Площади их распространения увеличиваются из года в год из-за бессистемной вырубки лесов и распахивае-

ТУРАНСКИЙ, ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (ПРОТЕРОЗОЙ)

мель с маломощным почвенным слоем.

С О В Р Е М Е Н Н Ы Й О Т Д Е Л (С₄)

Современный отдел представлен отложениями стариц, озер, болот: суглинками, супесями, илами, глинами, распространены в пределах Иволгино-Удинской и Нижне-Оронгойской впадин. Залегают они в виде отдельных полей на более древних четвертичных отложениях, вблизи современных озер, на поймах рек. Отличительной особенностью озерных и пойменных отложений являются тонкозернистость и значительная примесь органических остатков.

Другая часть отложений современного отдела четвертичной системы представлена аллювием русел, низких островов и низкой, почти ежегодно затопляемой поймы. По составу современный аллювий подразделяется на илисто-песчаный (Селенга, Ула), песчано-галечный (горные долины южного склона хр. Хамар-Дабана и Улан-Бургасы) и песчаный (долины северного склона хр. Цаган-Дабан).

Дельтавно-элювиальные отложения широко распространены по склонам и водоразделам и однообразны по составу. Это суглинки буро-желтого цвета, супеси, глины с включениями обломков подстилающих пород. На верхних горизонтах этих отложений развивается почвенный слой, несколько более мощный на склонах северной экспозиции.

И Н Т Р У З И В Н Ы Е О Б Р А З О В А Н И Я

Интрузивными породами сложена большая часть площади листа. В основном они представлены различными гранитоидами, относящимися к нескольким тектономагматическим циклам, имевшим место в протерозое, нижнем палеозое и мезозое. С каждым из этих циклов связан разнообразный комплекс интрузивных пород.

Породы этого комплекса распространены в центральной части хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы. Это главным образом гранитоиды, внедрение которых происходило в три последовательных этапа. Первый этап характеризовался внедрением диоритов. Второй этап представлен: а) разгнейсованными крупно- и среднезернистыми биотитовыми, местами порфировидными гранитами, мегакристаллическими биотитовыми биотитовыми гранитами, местами гнейсофицированными. Третий этап характеризуется: а) ровообманково-биотитовыми гранитами и среднезернистыми гранито-сиенитами, местами порфировидными, с голубым кварцем; б) пегматитами в виде жил и блоковых обособлений.

Интрузии диоритов первого этапа распространены в пределах хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы, слагают небольшие поля среди гранитоидов. Это темно-серые и зеленоватого-серые средние и крупнозернистые, в большинстве случаев гнейсованные и неоднородные они почти неотличимы от гнейсов. Многочисленными наблюдениями установлено, что диориты прорываются всеми другими интрузивными породами.

Состоят диориты из плагиоклаза, роговой обманки, биотита, калишпата, кальцита. Акцессории — апатит, сфен. Структура гипидиморфнозернистая. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезитом, образует призматические и широкотаблитчатые кристаллы с волнистыми контурами. Роговая обманка обыкновенная. Калишпат встречается в виде вclusions и многочисленных антипертитовых вростков в плагиоклазе.

Среднезернистые диориты постепенно, не меняя своего состава, переходят в мелкозернистые. Последние образуют в среднезернистых диоритах шпиривидные обособления.

Явления контактового метаморфизма в архейских и протерозойских толщах близ интрузий диоритов не наблюдается ввиду последующего многократного контактового и регионального мета-

морфизма этих тоид.

Второй этап характеризуется двумя разновидностями гранитоидов, слагающими крупный батолит в северной части листа. Переходы между ними постепенные и выделяются преимущественно по структурным признакам. Наиболее широко распространены среднезернистые гнейсы и рваные граниты (X Pт). Наблюдения показывают, что этими породами прорываются и метаморфизуются породы метаморфической толщи протерозоя и диориты первого этапа протерозойского цикла. При этом контактные воздействия на вмещающие породы выражаются в интенсивном ороговивании, скарнировании и мигматизации.

Характерной особенностью гранитов является параллельно-линейная текстура, а также почти повсеместный катаклаз. По этим признакам они хорошо отличаются от более молодых гранитов. Внешне это светло-серые, желтовато-серые и розовато-серые средне- и крупнозернистые, часто порфировидные породы.

При микроскопическом изучении обнаруживается довольно постоянный минералогический состав гранитов: калинатровый полевой шпат (микроклин), кварц и альбит (иногда альбит-олигоклаз). Содержание биотита редко превышает 5%. Акцессорные минералы представлены сфеном, ортитом, апатитом и рудным. По темно-бурому, иногда буровато-зеленому биотиту развивается зеленый хлорит с выделением бурых окислов железа. В биотите нередки включения редкоземельных минералов с плеохроичными двориками. Иногда биотит образует небольшие скопления совместно с голубовато-зеленой роговой обманкой. Последняя является эпимагматической.

Структура гранитов аллотриоморфнозернистая, местами близка к гипидиоморфнозернистой. Параллельнолинейная текстура обусловлена параллельной ориентировкой пластинок биотита, которой подчинены также несколько вытянутые зерна кварца и даже полевого шпата. Общее простриание плоскостей линейной текстуры северо-восточное, близкое к широтному.

Структурные взаимоотношения минералов сильно затуманены интенсивным катаклазом, который проявляется в раздробле-

нии зерен полевого шпата и волнистом погасании зерен кварца. Полевые шпаты окружены катакластическими обломками, смяты, двойники изогнуты. Часто выделяются раздробленные мелкозернистые агрегаты, претерпевшие вторичную перекристаллизацию. Такие участки имеют неправильную форму или вытянуты в виде тонких полос; к ним приурочены новообразования микрочешуйчатого биотита, а также сфен и рудный.

Близ тектонических контактов граниты интенсивно милонитизированы, причем их перетертая развальцованная масса претерпела вторичную перекристаллизацию. В милонитах в виде округлых и овальных "очков" сохраняются реликты минералов первичной изверженной породы, что придает милонитизированным гранитам очковосланцеватую текстуру.

Как уже упоминалось, главное значение среди описываемых гранитоидов имеет биотитовые граниты. Менее распространены гранодиориты, отличающиеся от гранитов значительным количеством среднего плагиоклаза. Реже встречаются граносениты и кварцевые сиениты, отличающиеся от гранитов малым содержанием кварца.

Мелкозернистые гнейсы и рваные граниты местами гнейсифицированные (X Pт) распространены в пределах хребтов хамар-Дабан и Улаи-Бурга-сы. Они слагают тела сравнительно небольших размеров, залегающие среди гранитов предыдущего типа. Между мелкозернистыми и крупнозернистыми гранитами наблюдаются постепенные переходы, но местами отмечено прорывание первых вторыми.

Относительное возрастное положение мелкозернистых гранитов устанавливается вполне определенно. Они моложе метаморфических пород архея и протерозоя, диоритов и крупнозернистых разгнейсованных гранитов, хотя с последними связаны довольно тесно и относятся на этом основании лишь к более позднему этапу протерозойского интрузивного комплекса. Макроскопически это светло-серые, серовато-розовые мелкозернистые породы с незначительным содержанием темноцветных компонентов. Их характерной структурной особенностью является гнейсовидность. Состав: кварц (30-35%), калишпат (36-40%), плагиоклаз (25%) и биотит (3-5%). Акцессорные минералы представлены преимущест-

венно сфеном и апатитом, на втором месте рудный и светло-бурый ортит. Калишпат представлен решетчатым микроклином, обрезающим широкие таблитчатые зерна, плагиоклаз — альбит-олигоклазом и олигоклазом в виде полиситетически сдвоенных идиоморфных табличек. Кварц ксеноморфен. Акцессорные минералы присутствуют в небольшом количестве.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая с переходом к грано- и лейкогранобластовую. Текстура массивная, в гнейсифицированных зонах линейнопараллельная, обусловлена ориентированным положением пластинок биотита.

К третьему этапу протерозойского интрузивного цикла отнесены роговики с голубыми кварцами и гранитами с голубыми кварцами и граносениты (У Рт) распространённые на южных склонах хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы.

Характерной особенностью описываемых пород является их приуроченность к крупной зоне разлома, протягивающейся в северо-восточном направлении вдоль южных склонов упомянутых хребтов. Интрузивные тела вытянуты в северо-восточном направлении и протягиваются вдоль разлома. Вероятно, что между этими гранитоидами и зоной разлома существует тесная связь.

Взаимоотношения гранитов с другими геологическими образованиями района устанавливаются следующим образом: они мюломе метаморфических пород архея и протерозоя и двух первых типов гранитоидов, но древнее татауровских конгломератов, так как часто встречаются в гальке последних. Таким образом, описываемые граниты принадлежат к заключительному этапу протерозойского интрузивного комплекса. Не исключено, что эти граниты являются вполне самостоятельной интрузией.

Граниты имеют светло-серый, серый и темно-серый цвет, средне- и крупнозернистое, местами порфировидное сложение. Они состоят из таблитчатых кристаллов полевого шпата, неярких зерен прозрачного с голубоватым оттенком кварца, роговой обманки и биотита. Местами наблюдается интенсивное обогашение темноцветными компонентами. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, ортитом и рудным. Вторичные

изменения сводятся к серицитизации плагиоклаза и замещению биотита хлоритом. Часто наблюдается катаклаз. Кристаллы плагиоклаза и биотита изогнуты, погасание волнистое. Зерна калишпата трещиноваты, двойниковые структуры нарушены. Местами близ разломов граниты превращены в катаклазиты и милолиты, причем их раздробленная масса перекристаллизована и обогащена новообразованными темноцветными минералами.

Характерными чертами описываемых гранитов, отличающими их от остальных гранитоидов протерозойского возраста, являются: отсутствие разгнейсованности, катаклаз, преобладание роговой обманки над биотитом и голубой цвет кварца.

Пегматитовые жилы (р Рт), представленные пегматитами и лейкократовыми гранит-аплитами, встречающимися в южных отрогах хр. Хамар-Дабан, в районе Уточкиной пади. Пегматиты Уточкиной пади изучались А.Е. Ферманом, а затем были детально обследованы А.М. Бильгаевым. Кроме того, пегматитовые жилы встречаются на южных склонах хр. Улан-Бургасы, в районе ст. Дивизионной и на водоразделе падей Грязнуха и Большая Речка. Они прорывают все породы протерозойского интрузивного комплекса. Пегматиты образуют ряд крупных и мелких тел различного простираения (преобладает северо-восточное, но встречаются тела и северо-западного простираения, например, на водоразделе падей Уточкиной и Ошуркова).

Пегматитовые жилы имеют зональное строение, их центральная часть сложена мелкозернистой массой кварц-полевошпатового состава, а краевые зоны имеют типичную крупнокристаллическую пегматитовую структуру.

В состав пегматитов входят: серый кварц, белый полевой шпат и редкие плоские кристаллы биотита до 6 см в поперечнике. Кроме того, встречаются редкие скопления граната красного-бурого цвета.

Д Ж И Д И Н С К И Й И Н Т Р У З И В Н Ы Й К О М П Л Е К С (П А Л Е О З О Й)

Гранитоиды Джидинского интрузивного комплекса наиболее распространены на площади листа. Они слагают ее центральную и юго-западную части, что составляет почти 60% всей площади. Пестрый состав Джидинской интрузии обусловлен первоначальной дифференциацией магмы и характером вмещающих пород.

В Джидинский комплекс входят разнообразные породы от нормальных гранитов до габбро включительно. Выделяются шесть разновидностей: габбро, диориты и гранодиориты, сиениты и кварцевые сиениты, биотитовые граниты, алъскиты и, наконец, дайковая фацця, представленная породами различного состава от гранит-порфиров до микродиоритов. Все эти разновидности тесно переплетаются между собой и слагают огромный багалит, небольшая часть которого обнажена на площади листа.

Преобладающими среди пород Джидинской интрузии являются граниты, граносиениты и кварцевые сиениты, слагающие совместно крупные массивы. Диориты, габбро-диориты и габбро встречаются значительно реже.

Контактовое воздействие интрузии на вмещающие породы выразилось в образовании ореолов роговиков и скарнов в метаморфических породах протерозоя. В берегах рек, речек, склонах многочисленных падей и реке на вершинах гор гранитоиды образуют прекрасные обнажения, разбитые многочисленными трещинами, создающими матрацевидные, глыбовые и параллелепipedальные отделимости. В гранитах нередки зеркала скольжения, а также зоны дробления в виде милонитов и брекчий. Простирание этих зон, так же как и направление трещин, в основном северо-восточное, совпадающее с простиранием основных структур района.

Нижняя возрастная граница описываемой интрузии определяется тем, что она прорывает породы туранского интрузивного комплекса; верхняя — тем, что в составе комуштинской свиты встречаются гальки Джидинских гранитоидов. Таким образом, диапазон возможного возраста Джидинской интрузии довольно широк: от верхнего протерозоя до верхнего палеозоя. Наиболее вероятно

но, что интрузия относится к каледонскому циклу, так как последний явился завершением геосинклинальной стадии развития всего юго-западного Забайкалья. Джидинские гранитоиды относятся к каледонскому циклу большинством исследователей этой области (Б.Н. Смолянским, Л.И. Салопом, Н.А. Флоренсовым и др.).

В первую стадию интрузии сформировались основные интрузивные габбро (Габбро) и диориты (Диорит), образующих небольшие тела в поле гранитоидов.

Массивы основных пород встречаются на левобережье о. Гильберти, западнее р. Кичи, около Николаевского завода, близ д. Верхний Сантуй. Кроме того, мелкие тела диоритов обнажены по левому склону долины р. Селенги.

Соотношение основных пород с гранитоидами выражается в следующем: в одних случаях они связаны постепенными переходами от габбро через гранодиориты до гранитов, в других в диоритах наблюдаются секущие тела сиенитов и гранитов. В последних встречаются ксенолиты основных пород, что свидетельствует об относительной древности основных пород.

Пироксеновые габбро имеют темно-серый, реже зеленовато-серый цвет, крупно- и среднезернистое сложение. Структура пород габбровая и габброофитовая; текстура массивная. В состав габбро входит плагиоклаз (до 50%), моноклиновый пироксен (до 30%), роговая обманка (до 10%), биотит, апатит, сфен и рудный минерал, в общем до 8-10%. Основность плагиоклаза колеблется от лабрадора до биотита. Вторичные изменения незначительны и заключаются в слабой сосеритизации, хлоритизации, амфиболитизации и реже цеолитизации. Моноклиновый пироксен бесцветен, реже слабо буроватый, часто замещается зеленой роговой обманкой. Зеленая роговая обманка представлена призматическими зернами с хорошей спайностью, нередко замещается биотитом. Акцессорные минералы: сфен и рудный минерал.

В некоторых массивах пироксеновые габбро переходят в роговообманковые, в которых плагиоклаз почти полностью замещен серицитом и сосеритом, а роговая обманка возникла за счет пироксена. Вторичные изменения габбро связаны с автометаморфизмом, обусловившим амфиболитизацию пироксенов.

Диориты и габбро-диориты зеленовато-серые и темно-серые породы, среднернистые, массивные. Структура гипидиоморфнозернистая и призматическая. Состоят из плагиоклаза, роговой обманки, биотита и небольшого количества кварца, апатита и рудного минерала. Вторичные изменения выражаются в биотитизации роговой обманки и хлоритизации биотита. Из вторичных минералов развиваются эпидот, серицит, лейкоксен, карбонат.

От диоритов габбро-диориты отличаются наличием пироксенов и большей основностью плагиоклаза.

Сиениты (биотитово-роговообманковые) и кварцевые сиениты (Pz), а также граносиениты в количественом отношении преобладают над гранитами и габбро-диоритами. При этом сиениты являются представителями второй стадии палеозойской интрузии; они прорывают диориты и в свою очередь рвутся гранитами.

По внешнему виду это средне- и крупнозернистых породы серовато-розового и темно-розового цвета. Их структура аллотриоморфная, местами гипидиоморфная; текстура массивная. Состав: микропертит, плагиоклаз, биотит, кварц.

Микропертит является главным компонентом сиенитов и граносиенитов. Его крупные неправильные зерна интенсивно пелитизированы, испещрены обильными перлитовыми вростками, иногда видна микроклиноватая решетка. Плагиоклаз представлен олигоклазом. Кварц ксеноморфен или образует мirmekитовые вростки. Биотит образует таблички и лапчатые чешуйки бурого цвета, иногда слабо хлоритизирован; в сростании с биотитом находится зеленая роговая обманка. Акцессорные минералы сиенитов представлены сфеном, апатитом и магнетитом.

Третья стадия. Биотитовые, биотитово-роговообманковые и аляскиитовые граниты (У Pz) являются, не считая самой последней дайковой фации, представителями поздней стадии джидинского интрузивного комплекса. Отмечены многочисленные факты прорывания ими пород двух первых стадий той же интрузии.

Граниты образуют тела различных размеров в массивах сиенитов и микропегматитов являются: калиевый полевой шпат (35-

нитов и часто связаны с ними постепенными переходами, хотя наблюдаются и секущие контакты: сиениты пересекаются гранитами. Они имеют лейкократовый облик, темно-розовую окраску, средне и крупнозернистое сложение. Текстура массивная. Минералогический состав: кварц, калишпат, плагиоклаз и биотит. Акцессорные - сфен, апатит и рудный. Калишпат составляет в среднем около 40% всей массы породы (в аляскитовых гранитах до 65%). Плагиоклаз представлен преимущественно альбит-олигоклазом, часто серицитизирован. Кварц ксеноморфен. Биотит образует единичные пластинки бурого, реже зеленовато-бурого цвета; содержит включения редкоземельных минералов, дающих плеохроичные дворики. Из акцессорных минералов наиболее распространены сфен, апатит и рудный.

Аляскитовые разновидности гранитов образуют отдельные небольшие тела на правобережье р. Селенги, ниже д. Колобки. Они состоят из калишпата (65%) и кварца (34%), темноцветных компонентов (около 1%). Калишпат испещрен перлитовыми вростками. Кварц темно-серый, ксеноморфный, обнаруживает ясное волнистое погасание. Акцессорные: апатит, сфен и рудный.

С описываемыми гранитами связаны пегматитовые блоки, - изометричные обособления, обладающие пегматитовой структурой. Размеры обособлений от нескольких сантиметров до десятков метров в поперечнике. Для крупного пегматитового блока на левобережье р. Селенги (ниже с. Колобки, против д. Вознесенка) характерны огромные размеры кристаллов калиевого шпата - до 1,5 x 2 м. В пегматите наблюдаются желвакообразные выделения тематита и ортита и мелкие скопления менделеевита.

Жильная фация - пегматитовые жилы (Pz) и дайки аплитов, мелкозернистых гранитов, сиенитов, пегматитов (У Pz) джидинского интрузивного комплекса представлена аплитами, мелкозернистыми гранитами, сиенитами и пегматитами. По минералогическому составу они одинаковы и различаются только структурными особенностями. Структура их аплитовая, микрогранитная и реже микропегматитовая.

Главными породообразующими минералами аплитов, аплит-гранитов и микропегматитов являются: калиевый полевой шпат (35-

60%), кислый плагиоклаз (0-20%) и кварц (30-40%). Значительно реже в них присутствует биотит. Акцессорные минералы: сфен, апатит и рудный.

МАЛО-КУНАЛЕЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (МЕЗОЗОЙ)

Породы этого комплекса обнажены в юго-восточной части листа, в пределах главных высот хр. Цаган-Дабан, где слагают крупный массив, вытянутый в северо-западном направлении. Среди пород интрузивного комплекса выделяются:

- а) эгирин-арфведсонитовые и рибекитовые граниты;
- б) эгирин-арфведсонитовые и рибекитовые сиениты и кварцевые сиениты;
- в) сельсбергиты и гродуниты.

Количество из перечисленных разновидностей преобладают граниты, которые через граносиениты и кварцевые сиениты связаны постепенными переходами с сиенитами, что можно наблюдать в одном и том же обнажении. По цвету, крупности зерна и сложению гранитоиды щелочной интрузии весьма своеобразны. Их отличительными особенностями являются: сиреневые оттенки в окраске, преобладание крупно- и среднерзернистых разновидностей над мелкозернистыми, широкое развитие микрוליтовых пустот, нередко выполненных щеточками кварца, присутствие зерен флюорита.

Эгирин-арфведсонитовые и рибекитовые граниты (У₄Мz) эгирин-арфведсонитовые и рибекитовые сиениты и кварцевые сиениты (У₄Мz) распространены в хр. Цаган-Дабан в верховьях рч. Куналейки, в районе гор Синяя и Камешек. Самостоятельных интрузивных тел они не образуют, а встречаются в поле распространения гранитов, с которыми связаны постепенными переходами.

По темноветным компонентам сиениты делится на эгириновые, рибекитовые и эгирин-рибекитовые. Это крупно- и среднерзернистые сиренево-розовые, пепельно-серые, зеленовато-се-

рые и желтовато-розовые с сиреневым оттенком массивные породы, иногда порфировидного сложения. Минералогический состав их следующий: калишпат (80-95%); щелочные амфиболы (0-5%), эгирин (0-8%) и небольшое количество кварца (0-5%). Реже встречаются биотит, обыкновенная роговая обманка, эпидот, хлорит, альбит и лимонит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом и рудным.

Постмагматическими изменениями сиениты щелочной интрузии затронуты слабо; изменения эти сводятся к слабой пелитизации калиевых полевых шпатов, иногда альбитизации и частично замещению биотита хлоритом.

Эгириновые, рибекитовые эгирин-рибекитовые и арфведсонитовые граниты и граносиениты обнажены в пределах хр. Цаган-Дабан восточнее д. Большой Куналей и юго-восточнее Николаевского завода. По внешнему облику эти породы почти аналогичны сиенитам и отличаются от них лишь присутствием кварца, содержание которого варьирует от 20 до 45%.

В обнажениях граниты имеют более свежий облик, чем сиениты, а при выветривании образуют столбообразные останцы с матрацевидной и глыбовой отдельностью.

Структура щелочных гранитов и граносиенитов гипидиоморфнозернистая, гранитная, аллотриоморфнозернистая, лишь иногда порфировидная. Текстура массивная. Минералогический состав: калишпат-пертит (55-70%), эгирин (0-5%), щелочной амфибол (0-5%), кварц (20-45%), альбит, рудный минерал, апатит, сфен и циркон. Иногда присутствуют обыкновенная роговая обманка, биотит, эпидот и хлорит, флюорит. Вторичные изменения щелочных гранитов и граносиенитов незначительные и заключаются в слабой пелитизации и альбитизации калишпата и хлоритизации биотита.

Дайковыми породами мало-куналейского интрузивного комплекса являются селсбергиты и гродуниты (У₄Мz). Щелочные дайки встречаются как вблизи выходов щелочных пород, так и в удалении от них. В отдельных местах даек щелочных пород так много, что возникают затруднения в их картировании. Такие участки приурочены в основном к

приконтактовым зонам щелочного гранитного массива; на кар-
те они выделены как участки массового распространения даек.
Простирание этих даек обычно северо-восточное, падение на
юго-восток. Углы падения крутые и колеблются от 50 до 70°.

Дайки представлены пелельно- или буровато-серыми, мел-
козернистыми породами с крупными порфировыми включениями
и буровато-красных или голубовато-серых полевых шпатов. По
минералогическому составу породы аналогичны массивным сие-
нитам и гранитам. Здесь встречаются: калишпат-пертит (50-
70%), эфирин (0-10%), рибекит (0-15%) и кварц (10-15%).
В небольшом количестве присутствуют зеленая роговая обман-
ка, биотит, хлорит, эпидот, альбит, серицит, лейкоксен и
клиноцоизит, а из акцессорных минералов - апатит, сфен и
рудин. При определении возраста щелочной интрузии возник-
ают значительные затруднения. П.М.Клевенский и А.А.Арсеньев
1940 г. отнесли щелочные породы соседнего района, хр.Цаган-
Хутей, ко второй фазе верхнепалеозойской интрузии, предпо-
лагая, что остаточный расплав последней был обогащен щело-
чами. П.И.Налегов (1937 г.), описал несколько небольших
штоков щелочных сиенитов в бассейне р.Джиды и также отнес
их к верхнепалеозойской интрузии.

Исследованиями последних лет установлено, что щело-
чные сиениты и граниты в районе горы Большой Кумын, в бассей-
не р.Чикой, прорывают породы петропавловской свиты, возраст
которой по остаткам флоры определен как нижний триас. В
свою очередь эффузивы цаган-хунтейской свиты моложе щелочной
интрузии. Следовательно, щелочные гранитоиды внедрились в
промежутке времени между образованием петропавловской и ца-
ган-хунтейской свит. С геологическими данными совпадает и
определение абсолютного возраста щелочных сиенитов из южных
отрогов хр.Цаган-Дабан аргонным методом, выполненное Н.И.По-
левой; абсолютный возраст этих пород оценивается в 170-175
млн. лет, что соответствует триасу.

Г У Д Ж И Р С К И Й И Н Т Р У З И В Н Ы Й КОМПЛЕКС (М Е З О З О Й)

Породы этого комплекса имеют ограниченное распростране-
ние. Они образуют небольшие размеров массивы, штоки и дайки,
прорывающие гранитоиды Джидинской интрузии в среднем течении
р.Кокхтей, на правом берегу р.Куйтунки, у д.Куйтун, юго-за-
паднее д.Надеино, юго-восточнее р.Саянгуя.

Продуктами дифференциации магмы, породившей эту интрузию,
явились лейкократовые граниты, гранит-порфиры, кварцевые пор-
фиры, фельзит-порфиры и фельзиты. Среди перечисленных разно-
видностей преобладают средне- и мелкозернистые граниты, приу-
роченные к центральному частям массива; в краевых зонах преи-
мущественно залегают гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Мас-
сивы гранитов связаны с зонами разлома, образованными на сты-
ке различных геологических формаций. С породами гуджирского
интрузивного комплекса связаны грейзенизация и молибденовое
оруденение.

По внешнему облику гуджирские граниты представляют со-
бой розовые, розовато-красные средне- и мелкозернистые, часто
порфировидные породы. В коренных выходах они отличаются своей
свежестью, массивностью и крепостью.

С р е д н е - и м е л к о з е р н и с т ы е
(л е й к о к р а т о в ы е) г р а н и т ы (УМз) явля-
ются наиболее распространенными представителями гуджирского
интрузивного комплекса. Граниты розовые с макроскопически
различными розовым полевым шпатом и водно-прозрачным кварцем.
Они пронизаны сетью кварцевых жил и прожилков, ориентирован-
ных в различных направлениях. В отдельных случаях с кварце-
выми прожилками и жилами связаны интенсивные околожильные из-
менения типа грейзенизации. Мощность подошвенных зон не превыша-
ет 10 см.

Структуры гранитов довольно разнообразны: гиплиоморфно-
зернистая, пегматитовая и порфировидная с гранитной основной
массой; текстура массивная. Вторичные минералы представлены
серицитом, эпидотом, хлоритом, альбитом, пелитом, а в грейзе-

низированных разностях — мусковитом. Из акцессорных минералов отмечены редкие зернышки апатита, сфена и рудного минерала, реже встречаются циркон, ксенотим и рутил.

Гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и фельзиты (хл Мз) обнажаются в бассейне р. Куйтунки. Кроме того, дайки пород этой группы встречаются в гранитоидах Джиндской интрузии. Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и фельзиты ничем не отличаются от одноименных представителей цаган-хунтейской свиты.

Гранит-порфиры розовые и красновато-розовые породы мелкозернистого порфировидного сложения. В их основной мелкозернистой кварц-полевощпатовой массе в качестве фенокристов встречаются таблитчатые зерна микролин-пертита и водно-прозрачного кварца, имеющего хорошую огранку кристаллов, чем они и отличаются от мелкозернистых гранитов. В остальном они аналогичны последним. Структура гранит-порфиров порфировидная, основная масса гранитовая или псевдосферолитовая; текстура массивная.

С породами гуджирского интрузивного комплекса связана целая сеть кварцевых жил и прожилков. Их простирание северо-западное с падением на юго-запад под углами 30-70°; реже встречаются жилы северо-восточного простирания. Мощность жил невелика 10-15 см. Кварц в жилах белый, кристаллический с жирным блеском. Местами наблюдаются кристаллы горного хрусталя, небольшие шетки, жемчуг, пустоты. В районе Надеино с кварцевыми жилами связаны интенсивные изменения типа грейзензации.

Характерными отличительными особенностями молодой интрузии являются: 1) однообразие минералогического состава ее представителей, различных по текстурно-структурным особенностям; 2) повышенное содержание кремнекислоты, глинозема и щелочей; 3) лейкократовый облик; 4) незначительные постмагматические изменения, выраженные в слабой пелитизации и альбитизации калишпата и серицитизации плагиоклаза; 5) грейзензация и наличие редкометалльного оруденения.

К числу внешних признаков относится чрезвычайная свежесть пород, плотность, крепость и розовая окраска.

Гранит-порфиры и кварцевые жилы гуджирского интрузивного комплекса, секут породы цаган-хунтейской свиты и в то же время в породах гусиноозерской серии встречаются галек гуджирских гранитов. Следовательно, возраст описываемого интрузивного комплекса не древнее триаса и не моложе средней юры.

Х У Р А Й - Б А Й Б И Н С К И Й Д А Й К О В Ы Й К О М П Л Е К С (≈ Ст₂?) (П О З Д Н И Й) М Е З О З О Й)

Породы этого комплекса распространены в основном в пределах южной половины листа. По петрографическому составу среди них выделяются: микродиориты, ортоклазовые габбро, монцититы, сплессартиты и сиенито-диориты. Следует отметить, что габбро-монцититы и сплессартиты внешне ничем не различаются; они близки и по минералогическому составу. Несколько обособленное положение занимают сиенито-диориты наиболее молодые эктрузивные образования, так как отмечены факты переосаждения ими даек всех остальных пород описываемого комплекса. Мощность даек обычно не превышает 3-5 м. Их простирание, как правило, северо-восточное. В виде редкого исключения встречаются дайки северо-западного простирания, причем последние обычно представлены сиенито-диоритами. Во вмещающих породах дайки вызывают лишь слабое ороговикование. В большинстве случаев они приурочены к зонам разломов.

Породы хурай-байбинского комплекса среди других магматических пород самые молодые. Их нижняя возрастная граница определяется тем, что они рвут отложения гусиноозерской серии; верхняя возрастная граница не установлена.

М и к р о д и о р и т ы имеют ограниченное распространение. Они прорывают эффузивы цаган-хунтейской свиты в районе с. Большой Куналей. Внешне это темно-серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые массивные породы. К контактам даек

вмещающими породами величина зерна в них убывает и в самом контакте породы становятся более плотными и скрютокристаллическими. Минералогический состав их следующий: плагиоклаз (до 80%), роговая обманка (до 8-10%), биотит (до 8%) и незначительное количество кварца (до 5%). Структура пород призматическизернистая или порфировидная с призматическизернистой основной массой; вторичные минералы представлены эпидотом, клиноцезитом, карбонатом, лимонитом и лейкоксеном, акцессорные - зернами апатита, сфена и рудного минерала. Эпимагматические изменения заключаются в альбитизации, карбонатизации и серицитизации плагиоклаза, биотитизации роговой обманки, а также в замещении биотита хлоритом.

О р т о к л а з о в ы е г а б р о встречаются довольно редко, в южной части территории листа. Это темно- или серовато-зеленые мелкозернистые породы. Вкрапленники представлены зернами лабрадора, слабо серицитизированы и иногда окружены оторочкой калишпата. Основная масса сложена плагиоклазом (40-55%) и диопсидом (20-25%). Реже встречаются: роговая обманка, биотит, хлорит, эпидот, лейкоксен, апатит и рудный. Структура габро-офитовая, обусловленная несколькими большим идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к пироксену. Вторичные изменения выразились в сосерритизации и интенсифицированной серицитизации плагиоклаза, биотитизации роговой обманки и замещении биотита хлоритом.

М о н ц и т ы имеют небольшое распространение среди пород хурай-байбинского комплекса. Это темно-серые, зеленые мелкозернистые массивные, на вид очень свежие породы с крупными порфировыми выделениями белого плагиоклаза, основность которого колеблется от андезина до лабрадора. Структура пород призматически-зернистая или порфировидная с призматически зернистой основной массой, состоящей из плагиоклаза (20-35%) и калишпата (15-35%). Содержание моноклинового пироксена в породе нередко достигает 15-20%, реже встречаются оливин, роговая обманка и биотит. Вторичные минералы представлены биотитом, хлоритом, эпидотом, клиноцезитом, сосерритом, карбонатом и лейкоксеном. Акцессорные - апатит, сфен и рудный.

Эпимагматические изменения заключаются в биотитизации роговой обманки, сосерритизации плагиоклаза и хлоритизации биотита.

С п е с а р т и т ы встречаются редко в виде маломощных даек. Это темно-серые мелкозернистые массивные породы с мелкими и редкими порфировыми выделениями серовато-белого полевого шпата. Структура основной массы лампрофировая. Порфировыми выделениями служат зерна плагиоклаза и роговой обманки. Основная масса состоит также из плагиоклаза (до 45%) и роговой обманки (также до 40%). Из вторичных минералов присутствуют хлорит, сосеррит, серицит, клиноцезит и лейкоксен. Акцессорные - сфен, апатит, ортит и рудный. Вторичные процессы выражены в хлоритизации роговой обманки, интенсифицированной серицитизации, серицитизации и клиноцезитизации плагиоклаза и в замещении сфена лейкоксеном.

С и е н и т о - д и о р и т ы имеют широкое распространение, они весьма сходны с монцонитами, но отличаются от них более мелкозернистостью, почти скрютокристаллическим сложением и более темной окраской. Структура сиенито-диоритов призматически-зернистая, реже порфировидная. Основная масса сложена призматическими зернами плагиоклаза (от 30 до 70%), существенное значение имеют и зерная калишпата. Последние обычно неправильной формы, зажаты между призмами плагиоклаза. Кроме того, встречаются отдельные зерна авгита, роговой обманки. Вторичные минералы представлены эпидотом, клиноцезитом, хлоритом, серицитом, лейкоксеном. Акцессорные - апатитом, сфеном и рудным. Вторичные изменения выразились в биотитизации роговой обманки, в сосерритизации и серицитизации плагиоклаза и в хлоритизации биотита.

Т Е К Т О Н И К А

Тектоническая структура в пределах описываемого листа представляет сложный комплекс складчатых и разрывных дислокаций различного масштаба, направления и возраста. Она создана многократным наложением тектонических циклов, следова-

ших один за другим на протяжении всей истории развития района от архей доныне.

Рядом причин создано множество затруднений в расшифровке отдельных структурных форм. Наиболее существенной из этих причин следует признать отсутствие осадочных, эффузивных и других образований, соответствующих промежутку времени от нижнего палеозоя до триаса включительно. В известной степени сложность современной структуры обусловлена широким развитием интрузивных тел, различных по составу и возрасту.

Древние (домезозойские) структурные формы оказались интенсивно переработанными более молодыми дислокациями и сохранились лишь в тех случаях, когда имела место унаследованность положения, направления и характера последующих тектонических движений.

Основными крупными тектоническими структурами в пределах территории листа являются Хамар-Дабанское поднятие на севере, Цаган-Дабанское поднятие на юге и заключенная между ними Иволгино-Удинская межгорная впадина. В юго-западной части территории листа расположена Нижне-Оронгойская впадина, отделенная от Иволгино-Удинской узким Кундулунским поднятием. Отмеченные структуры имеют северо-восточное простирание.

Х А М А Р - Д А Б А Н С К О Е П О Д Н Я Т И Е

Орографически это поднятие выражено хр. Хамар-Дабан и его естественным продолжением на северо-востоке — хребтом Улан-Бургасы. В структурном отношении оно представляет сложный древний антиклинорий. В площадь листа входит лишь южное крыло антиклинория. Центральная часть его сложена метаморфическими породами архей и протерозоя, прорванными протерозойскими гранитоидами. В современном денудационном срезе породы ды архейской и протерозойской кровли сохранились в виде сравнительно небольших островков, ксенолитов среди поля гранитоидов. Метаморфические породы архей и протерозоя интенсивно рассланцованы, причем рассланцованность совпадает с

их слоистостью, что установлено в зонах контакта известняков и различных метаморфических сланцев.

В большинстве случаев направление гнейсовидности гранитоидов также совпадает с простиранием рассланцованности пород кровли.

Ось антиклинория, по данным А.М. Бильтаева (1947), прострается несколько южнее горы Мандрик по азимуту 60°. На территории листа она выявляется в северо-западной его части, где метаморфические породы архей и протерозоя при северо-восточном простирании падают на северо-запад. Аналогичные толщи в бассейне рек Халгта и Красноярка, при том же самом простирании, падают на юго-восток.

По данным А.М. Бильтаева, антиклинорий имеет асимметричное строение. Северо-западное крыло его более пологое, чем юго-восточное. В южной части антиклинория (хр. Улан-Бургасы) метаморфические породы падают моноклиinallyно к юго-востоку под углами 25° — 60°.

Антиклинорий осложнен складками более высоких порядков, вплоть до гофрировки, и разбит многочисленными разломами на отдельные блоки и клинья, причем смещение блоков привело к изменению залегания пород кровли. Наиболее отчетливо это явление наблюдается на водоразделе рек Мостовка и Большая Таловка, где метаморфические породы протерозоя простираются меридионально, падая к востоку под углами 3-10°.

Многочисленные разломы, осложняющие ядро антиклинория, в подавляющем большинстве имеют северо-восточное, реже северо-западное или широтное простирание; направление падения и углы падения изменяются в самых широких пределах.

Почти все разломы закартированы по зонам милонитизации, брекчиям, зеркалам скольжения и выходам трещинных вод. Молде и древние, но омоложенные разломы ясно выражены в рельефе в виде уступов, узких со скалистыми бортами долин или седловидных понижений на гребнях хребтов.

Наиболее интересная зона разлома северо-западного простирания проходит в среднем течении р. Халгта. В районе Аршана она представлена мощной зоной милонитов, брекчий, тектониче-

ской глины. Эти образования интенсивно ожелезнены и имеют видкую мощность около 100 м. Далее зона разлома протягивается на северо-запад вплоть до вершины речки Поперечной и уходит за пределы листа. В вершине р. Шалутай (правый приток р. Халгата) с зоной разлома связаны гидротермальные явления — интенсивное окварцевание и серицитизация милонитизированных гранитов.

Как указывалось, в Хамар-Дабанском поднятии выделяются три системы разломов: северо-восточного, широтного и северо-западного простираний. Совершенно твердо установлено, что разломы северо-западного простирания наиболее молодые и перспективны для поисков руд редких металлов.

Разломы северо-восточного и широтного простираний близки по возрасту.

Хамар-Дабанское поднятие образовалось на месте древнего антиклинария и представляет его ядро, разбитое на ряд блоков и клиньев. По-видимому, заложение этой структуры произошло в палеозое, а развитие и существенная перестройка шли в мезозое и продолжают доныне.

От Иволгино-Удинской впадины Хамар-Дабанское поднятие отделено системой крутопадающих разломов, по которым в мезозое произошли очень сложные перемещения с амплитудами, вероятно, в несколько сотен метров. В результате этих перемещений южный блок был опущен и возник тектонический уступ, явившийся главным морфологическим условием накопления крупных угольбовых конгломератов сотниковской свиты. В настоящее время в рельефе сохранился террасовидный уступ высотой от 10-20 до 100-150 м.

Описываемая зона разлома имеет выдержанное северо-восточное простирание (70-80°) и ее большая часть скрыта глыбовыми конгломератами. Только на отдельных участках здесь обнаружены брекчированные, ожелезненные и милонитизированные домезозойские породы. Особенно ясно это видно в карьере на левом борту долины р. Грязнухи.

Время заложения и функционирования разлома определяется в сравнительно широком интервале. Разломом затронуты все

изверженные и метаморфические образования, составляющие хребты Хамар-Дабан и Улан-Бургасы, а также отложения Иволгино-Удинской впадины (за исключением четвертичных). Следовательно, в последний раз этот разлом был подновлен в верхнемезозойское или третичное время. О длительной активности описываемой тектонической зоны можно судить по приуроченности к ней интрузий последнего этапа протерозойского магматического цикла.

Таким образом, налицо те главнейшие черты, которые позволяют отнести разлом южных подножий Хамар-Дабана к типу глубоинных.

Массив Слюдинка расположен в западной части площади листа к северо-востоку от Нижне-Оронгойской впадины, образуя небольшой поднятием, выступающим среди более молодых образований. Как с северо-западной, так и с юго-восточной стороны он ограничен разломами северо-восточного простирания; с северо-востока массив также обретен разломом, но уже северо-западного простирания.

Массив Слюдинка сложен в основном гранитоидами туранского интрузивного комплекса. Последние прорваны многочисленными мелкими (до 1-2 см) и крупными (до 10-20 м) жилами пегматитов. Периферические части горы Слюдинка сложены среднерннстными сменитами Джидинского комплекса. Метаморфические породы распространены в пределах массива незначительно, в виде отдельных небольших ксенолитов.

По своей роли в современной структуре района массив Слюдинка аналогичен Хамар-Дабанскому поднятию, но значительно уступает ему по размерам.

В неотектоническом отношении Слюдинка является поперечным поднятием, выступающим на стыке двух смежных мезозойских впадин: Нижне-Оронгойской и Иволгино-Удинской.

Ц А Г А Н - Д А Б А Н С К О Е П О Д Н Я Т И Е

Орографически это поднятие представлено хребтами Цаган-Дабан, Бенца, Кундулун и Ганзуринским кряжем, имеет северо-восточное простирание. Перечисленные горные возвышенности

Обо, а также под горой Комушка и на высотах юго-восточнее с. Нижние Тальци. Большая часть выхода этого разлома погребена под четвертными отложениями. В районе горы Комушка зафиксирована амплитуда послемезозойского вертикального смещения, достигающая 300 м (данные бурения 1956 г.).

В центральной части хр. Цаган-Дабан проходит ослабленная зона северо-восточного простирания, к которой приурочена современная долина р. Куйтунки, о чем свидетельствуют выходы пород гуджирского интрузивного комплекса, эффузивов цаган-хунтейской свиты и наличие милонитизированных и катаклизированных пород. Подновление этой зоны происходило и в мезозойское время, на что указывают зоны катаклаза, затронувшие цаган-хунтейские эффузивы.

ИВОЛГИНО - УДИНСКАЯ МЕЖГОРНАЯ ВПАДИНА

В пределах площади листа эта структура имеет восточно-северо-восточное простирание. Она используется долинами рек Иволги и Уды, текущих навстречу друг другу. Ширина впадины колеблется от 10 до 15 км. В ее контуре распространены нормально осадочные мезозойские, третичные и четвертичные озерные и континентальные отложения.

По данным гравиметрических наблюдений, проведенных Г. П. Выставкиным, мощность рыхлых образований в районе Мухино достигает 1000-1200 м. Превышение горных поднятий над современным дном долин составляет в среднем около 500 м. Из анализа топографического материала видно, что если учесть понижение поднятий за счет денудации, то амплитуда суммарного смещения блоков достигла, вероятно, 2500-3000 м. Размеры впадины в эпоху накопления мезозойских угленосных толщ были значительно больше, чем в настоящее время. Об этом свидетельствует тот факт, что отдельные краевые участки впадины впоследствии были вовлечены в поднятия, следы которых хорошо выражены на границе Иволгино-Удинской впадины и Цаган-Дабанского поднятия. Хребет Табхар (к югу от с. Иволга) здесь в постеме-

отделены друг от друга и от соседних структурно-орографических единиц крупадающими разломами, которые заняты реками Гильберы и Селенгой. Последняя в районе с. Ключи имеет древнюю долину, которая также совпадает с линией разлома и является границей между хребтами Кундулун и Бенца. Таким образом, все эти горные возвышенности можно рассматривать как отдельные части Цаган-Дабанского поднятия.

На севере эта крупная структура обрамлена Иволгино-Удинской, а на юге Тугнуиской тектоническими впадинами.

В целом Цаган-Дабанское поднятие сложено массивными кристаллическими породами: гранитами, граносенинитами и режесенинитами, диоритами и габбро, относящимися к джидинскому интрузивному комплексу.

Кровлей поднятия в нижнем палеозое служили докембрийские слоисто-кристаллические породы, представленные гнейсами, парасланцами, кварцитами, кристаллическими известняками, но на протяжении долгого времени массив подвергался интенсивной денудации и в современную эпоху находится на уровне гуджирского эрозивного среза. Метаморфические породы, экранировавшие гранитный массив, в настоящее время почти полностью смыты; они сохранились лишь на небольших участках в районе Николаевского завода, на левобережье р. Куйтунки. Здесь породы эти смяты в складки северо-западного и северо-восточного простираний, с крутыми углами падения в различных азимутах.

Цаган-Дабанское поднятие, в отличие от Хамар-Дабанского, не обнаруживает антиклинального строения. Оно разбито многочисленными разломами на отдельные глыбы и клинья со смещением различной амплитуды и различного знака. Среди разломов выделяется две системы: более древняя, субширотная, и более молодая, субмеридиональная. Наиболее ясно выражены краевые разломы, по которым произошел подъем Кундулунского блока.

О наличии крупного разлома, отделяющего Цаган-Дабанское поднятие от Иволгино-Удинской впадины, свидетельствуют зоны милонитизации и брекчирования, отмеченные в урочище Табхар-

возойское время был довольно высоко поднят и в виде тектонического клина возвышается в настоящее время над поверхностью впадины. На вершинах хребта сохранились слабо наклоненные к северу, но недислоцированные мерские песчаники и конгломераты, принадлежащие к комушкинской свите. С севера хр. Табар отграничен от впадины разломом северо-восточного простирания. Амплитуда вертикального поднятия достигает 100—150 м. Ту же картину можно наблюдать в районе Комушка и юго-восточнее Нижних Тальцов.

На площади Иволгино-Удинской впадины мезозойские отложения залегают в общем моноκлинално с падением к северу, северо-востоку или северо-западу под углами 10—15°. Вместе с тем, особенно в краевых частях впадины, имеет место складчатые дислокации мезозойских отложений. Так, слои сотниковской свиты в районе д. Гурульбы падают к югу и юго-востоку под углами 10—15°.

В районе Госзавода породы льсогорской свиты падают к востоку под углом 15°. На правом борту долины р. Уды при впадении ее в р. Селенгу породы комушкинской свиты падают к юго-востоку под углом 30°. Такое значительное отклонение от горизонтального залегания обусловлено, вероятно, постемезозойскими перемещениями.

Сложное ступенчато-глыбовое строение фундамента мезозойских впадин подтверждается гравиметрическими работами и бурением. Время заложения впадины, исходя из возраста выполненных осадков, определяется как средняя или верхняя яра.

Н И Ж Е - О Р О Н Г О Й С К А Я В П А Д И Н А

В площадь листа эта впадина выходит лишь своей северовосточной оконечностью; так же как и соседние впадины, она выполнена отложениями продуктивной льсогорской свиты. От Иволгино-Удинской впадины Нижне-Оронгойская отделена массивом Слюдинка, ограниченным со всех сторон разломами. Разломы затрагивают и мезозойские отложения, развитые во впадине. Последние вблизи разломов интенсивно дислоцированы.

В целом территория листа входит в зону каледонской складчатости, которая и сыграла ведущую роль в формировании современных структур Западного Забайкалья.

Герцинский тектогенез был довольно слабым и проявился преимущественно в образовании и подновлении разломов.

В мезозое наблюдается усиление тектонической деятельности. Последняя проявилась в образовании межгорных впадин, излияний кислых и основных эффузивов и во внедрении, в ослабленных разломами участках земной коры, малых интрузий границ томов.

Последние значительные тектонические движения в виде различных смещений (преимущественно по древним швам) и изгибов имели место после отложения сотниковской свиты, т.е. в позднем мезозое.

Г Е О М О Р Ф О Л О Г И Я

Характерной чертой геоморфологии Забайкалья является тесная связь рельефа с тектоникой. Как правило, все крупные тектонические структуры этой области хорошо выражены в рельефе в виде складчато-глыбовых горных массивов и хребтов и сравнительно узких межгорных впадин.

В пределах описываемой площади выделяются две геоморфологические области: эрозивно-тектонического рельефа и аккумулятивно-тектонического рельефа. В каждой из них преобладают противоположные друг другу экзогенные процессы. Последние, в зависимости от их характера и интенсивности, а также от литологического состава горных пород создаются типичные мезо- и микроформы рельефа.

За основную таксономическую единицу нами принят морфотенетический тип рельефа. В нашем понимании это означает более или менее обособленный участок земной поверхности, характеризующийся определенными формами рельефа, его генезисом и возрастом.

Чернуха и Халгта. Соединяясь, разрозненные конусы выноса иногда образуют проливальные шлейфы.

На отдельных участках склонов северной экспозиции (долина р.Пр.Пьяная) имеются небольшие солифлюкционные террасы шириной до 20 м и высотой от 0,5 до 1 м. Вблизи них наблюдается обильное увлажнение грунта и развит моховой покров толщиной до 40 см. Здесь встречаются острова многолетней мерзлоты.

Низкогорный резко расчлененный рельеф с останцовыми возвышенностями и золовыми формами развит по окраинам хребтов Кундулун- и Цаган-Дабан на палеозойских границах и сивитах.

Этот тип рельефа, как и описанный выше, возник в нижнем мезозое при заложении основных тектонических структур района.

Характерной чертой данного типа рельефа является интенсивная расчлененность горных массивов. Здесь очень трудно подметить основное направление хребтов. Они имеют весьма разнообразное очертания с многочисленными скалистыми вершинами и глубокими седловинами. Среднее превышение хребтов над долинами рек составляет 150-200 м. В седловинах образуются причудливые формы выдувания "грибы", "котлы", борозды выдувания и другие микроформы, обусловленные дефляцией.

Очень характерными для описываемого типа рельефа являются останцовые возвышенности - типичные "островные горы" (хр.Табхар, гора Комушка, восточная часть хр.Кундулун), полностью изолированные от основных горных массивов.

Холмистый рельеф на золовых песках. Тесная генетическая и пространственная связь этого морфогенетического типа рельефа с предшлющими типами не позволяет отнести его к области аккумулятивно-тектонического рельефа. Развита он только в хр.Цаган-Дабан и образован широкими сложными долинами, поверхность которых слабо всхолмлена. Ширина долин здесь в среднем около 3 км.

Характерной чертой рельефа этого типа является наличие как дефляционных, так и аккумулятивных золовых форм, причем преобладают последние. Они представлены дюнами и барханами,

ОБЛАСТЬ ЭРОЗИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА

В пределах этой области выделено несколько морфогенетических типов рельефа.

Эрозионно-денудационный рельеф древней поверхности выравнивания сохранился на разрозненных участках на водораздельных высотах хребтов Хамар-Дабан, Улан-Бургасы и Цаган-Дабан, он является реликтом более древней поверхности выравнивания. Размеры этих участков невелики, измеряются единицами квадратных километров.

Остатки древнего уровня выравнивания хорошо выражены в виде холмисто-увалистой поверхности. Относительные превышения между понижениями и холмообразными возвышенностями не превышают 100 м. Абсолютные отметки лежат в пределах 1100-1400 м. Характерными микроформами рельефа на описываемых участках водоразделов являются плаши крупноглибовых россыпей.

Эрозионный среднегорный рельеф в пределах листа распространен наиболее широко. В основном таким рельефом обладают хребты Хамар-Дабан и Улан-Бургасы, центральные части хребтов Кундулун, Бенца и Цаган-Дабан.

Основным экзогенным фактором в образовании и современном развитии среднегорного рельефа является водная эрозия и денудация. Заложение эрозионного среднегорного рельефа произошло в нижнем мезозое, а развитие продолжается и до наших дней.

Этот тип рельефа объединяет в себе долины рек и водоразделы между ними при относительном превращении водоразделов от 400 до 600 м над долинами рек. В пределах рассматриваемого морфогенетического типа рельефа долины рек имеют V-образный поперечный профиль, местами образуют неглубокие (80-100 м) ущелья шириной от 50 до 200 м. Днища долин не террасированы, завалены крупноглибовыми осипями и россыпями. Характерными мезо- и микроформами здесь являются проливальные конусы выноса из боковых распадков. Наиболее полно они развиты по долинам рек Мостовка, Грэнзуха, Левая и Правая Пьяная, Иволга,

песчаными грядками и холмами; размеры их невелики и, взятые в отдельности, они должны быть отнесены к разряду мезо- и даже микроформ.

Вытянутость форм песчаных накоплений (барханных цепей) на северо-запад связана с преобладающим направлением ветров. В долинах пески частично закреплены мелкой растительностью.

Описанные долины, как и все долины в пределах среднего горного рельефа, образовались путем водной эрозии, начавшейся вследствие крупных поднятий. Однако на определенном этапе их развития создались благоприятные условия для эоловой деятельности (устойчивое направление ветров, наличие больших масс озерных и речных песков, деятельность человека). Перемещение песков продолжается и в настоящее время.

О Б Л А С Т Ь А К К У М У Л Я Т И В Н О - Т Е К - Т О Н И Ч Е С К О Г О Р Е Л Ь Е Ф А

Холмистый тип рельефа на пролювиальном шлейфе развит на предгорьях хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы и внешне мало отличается от обычного низкого горного эрозионного рельефа. Образовался он на осадках древнего пролювиального шлейфа, который в виде сплошной полосы шириной около 4-5 км тянется вдоль тектонического уступа, понижаясь в сторону Иволгино-Удинской впадины. Возраст глибовых конгломератов, сланистых древний шлейф, определяется как нижний мел. Следовательно, формирование основы данного рельефа началось еще в юрское время. Здесь располагаются гряды холмов и отдельные возвышенности с мягкими очертаниями, высотой до 200 м.

Слабо всхолмленная поверхность аккумулятивной озерной террасы - озерная терраса хорошо сохранилась в юго-западной части площади листа, где ясно выражена ее бровка и уступ. Высота бровки не одинакова: между сс.Ключи и Иволга она достигает 20-30 м. Не менее хорошо та же терраса выражена в западной части Иволгинской котловины, между дд.Ключи и Каленовское. Здесь высота ее бровки достигает 15-20 м.

Поверхность озерной террасы слабо холмистая. Часто встречаются многочисленные бледцевидные понижения, остатки мелких озер и болот, невысокие пологие холмики и бугры.

В южной части Удинской котловины озерная терраса выражена на менее отчетливо, будучи скрыта под толщей переувлажненных песков; бровка ее выделяется с трудом и во многих местах проведена условно. Рельеф террасы сложный и весьма молодой, эоловый. Речная сеть врезана на глубину до 40-80 м.

Макроформами здесь являются пониженные широкие участки и поднятия с очень пологими склонами. Высота бровки террасы различна, она постепенно увеличивается с востока (15-20 м) на запад (50-80 м) в сторону долины р.Селенги.

Возраст рельефа этого типа, несомненно, четвертичный.

Пологонаклонные бугристые поверхности аккумулятивных надпойменных речных террас - надпойменные террасы распространены наиболее широко в Иволгинской долине, особенно на участке между сс.Гурульба и Красноярово. В скате террас обнажены породы продуктивной угленосной свиты. Высота бровки от уровня старицы р.Краснояровка составляет 4-5 м. Поверхность ровная, слабо наклонена в сторону долины. К востоку от с.Гурульбы терраса имеет высоту до 10 м. Низкие террасы, высотой от 2,5 до 3-4 м, занимают долину почти во всю ее ширину.

Полнее представлен комплекс надпойменных террас по долине р.Уды, где выделены четыре террасы, высотой от 3 до 60-80 м. Однако наиболее полно и отчетливо выражен комплекс надпойменных террас на правом берегу долины р.Селенги в районе д.Сангуй. Здесь также выделяются четыре террасы. Нижняя терраса имеет высоту от 5 до 8 м; вторая сохранилась только обрывками, прислоняясь к скату третьей террасы и образуя уступ высотой около 15-17 м; третья надпойменная терраса имеет хорошо сохранившуюся бровку и крутой (до 30°) уступ.

Возраст всех надпойменных террас условно определяется в интервале от среднечетвертичного до верхнечетвертичного времени.

Ровные поверхности пойменных террас. Пойма р.Иволга имеет очень сложную форму, что обусловлено наличием многочислен-

ных притоков, рукавов, стариц и озер. Высота ее над уровнем воды обычно не превышает 1-2 м. Почти вся пойма заболочена. Поймы рек Уды и Селенги одинаковой ширины, несмотря на то что по размерам реки несопоставимы. Объясняется это тем, что Селенга образует на площади листа узкую, особенно в северной части, долину прорыва, где ширина ее не превышает 1,5-2 км.

Река Уда имеет пойму шириной 3-4 км, высота которой над уровнем воды колеблется от 0,5 до 2 м. Местами пойма заболочена или покрыта массой мелких озер и стариц.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Полезными ископаемыми исследованный район сравнительно беден. В настоящее время здесь неизвестно ни одного крупного промышленного месторождения. Из непромышленных месторождений известны Мухинское и Лысогорское буроголивые месторождения, расположенные в Извогино-Удинской впадине и связанные с продуктивной лысогорской свитой нижнего мела.

Еще в прошлом веке на территории южной половины листа было известно месторождение железа "Старый Рудник". Здесь же в 1939 г. магнитометрической съемкой было установлено несколько магнитных аномалий изученных позднее. В эту группу месторождений железа входят Майдан I, П, Еловка, Песчаная гора.

Из цветных металлов на площади листа известны редкие рудопровления меди, свинца, цинка, серебра. Все эти рудопровления пространственно связаны с метаморфическими породами. Кроме того, на площади листа известен ряд рудопровлений молибдена, связанных с гранитами гуджирского интрузивного комплекса, а также радиоактивные аномалии.

Строительными материалами район богат; здесь имеются практически неистощаемые запасы гранитов, песков, галечников.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЖЕЛЕЗО

Все месторождения железа, известные на площади листа, делятся на две группы. К первой относятся контактово-метасоматические месторождения, образовавшиеся при воздействии джидинских гранитов на протерозойские карбонатные породы.

Сюда относятся месторождения Майдан I, Майдан II и Аршанское. Во вторую группу входят месторождения гидротермального типа, связанные с эффузивами цаган-хунтуйской свиты, — Старый Рудник, Песчаная Гора, Еловка.

Месторождение Майдан I открыто Г.Н.Лысенком при проведении магнитометрической съемки, а затем изучалось П.П.Анисимовым, А.Ф.Река, позже Н.А.Пичугиным. Расположено месторождение на правом склоне р.Брники в 8 км к востоку от д.Куйтун. Оно приурочено к ксенолиту известняков, превращенных под воздействием гранитов в скалолит-пироксеновые, амфибол-пироксеновые и тремолитовые скарны. Руда представлена гематитом и образует залежь длиной 100 м при мощности 15 м. Содержание металла в руде колеблется в пределах от 34,4 до 62,2%, кремнезема 10,29%, серы 0,4%, фосфора 0,12%. Запасы месторождения, по подсчетам Н.А.Пичугина, составляют около 100 тыс.т.

Месторождение Майдан II расположено в 2 км к северо-востоку от предыдущего, в аналогичной геологической обстановке. Рудное тело имеет линзовидную форму длиной 33 м, при средней мощности 12 м. Рудным минералом также является гематит. Содержание в руде металлического железа колеблется от 18 до 52%.

Оба месторождения вследствие малых запасов являются не промышленными.

Аршанское месторождение расположено в южных отрогах хр.Хамар-Дабан, в среднем течении р.Халгата, в 1,5 км выше источника Аршан. Оно приурочено к

лой, медной синью с примесью лимонита и редкими включениями халькопирита, галенита и гематита. В 1950 г. месторождение изучалось ревизионной партией Иркутского геологического управления и ввиду незначительных размеров признано непромышленным.

Три других полиметаллических месторождения: Качерское, Сутойское и Ижирское выявлены еще в прошлом веке. При ревизионных работах они вообще не были обнаружены, но В.А.Обручев в своей работе „Селенгинская Даурия“ дал их краткую геологическую характеристику.

Качергское месторождение связано с эффузивами цаган-хунтейской свиты. Оруденение представлено свинцовыми блеском.

Сутойское и Ижирское месторождения приурочены к ксенолитам известняков, залегающих среди гранитов Джидинской интрузии.

Итак, в настоящее время практически интересные месторождения полиметаллов на территории листа неизвестны. При дальнейших поисках рекомендуется обследовать другие ксенолиты древних метаморфических пород, особенно те, которые содержат значительные массы карбонатных пород.

ПОЛИМЕТАЛЛЫ

На площади листа известно четыре полиметаллических месторождения: Куйтунское, Качергское, Сутойское и Ижирское. Все они открыты еще в прошлом веке неизвестными исследователями.

Куйтунское полиметаллическое месторождение расположено в правом борту долины р.Брянки, в 3 км юго-западнее с.Куйтун. Этот участок сложен сильно измененными известковистыми сланцами и известняками, окруженными гранитами гуджирского комплекса. По сбросовой трещине проходит тонкая, выклинивающаяся оруденелая кварцевая жила. Рудные минералы представлены хризокол-

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Молибден

Молибденовые рудопроявления связаны с гранитами гуджирского интрузивного комплекса. На площади листа известны пять рудопроявлений молибдена.

Участок Верхний Саянский расположен в 4 км юго-восточнее д.В.Саянтуй, на водоразделе падей Гремучая и Сенная. Сложен участком крупнозернистыми биогитово-роговообманковыми сиенитами Джидинской интрузии, прорванными более молодыми мелкозернистыми гранитами гуджирского комплекса, с которыми связаны процессы грейзенизации.

скарнированными карбонатным породам, причем зона скарнов протягивается на расстоянии около 800 м при ширине 250-300м. Рудный минерал представлен магнетитом. Содержание металлического железа в скарнах составляет всего 10-15%, вследствие чего месторождение имеет лишь минералогический интерес.

Месторождение „Старый Рудник“ находится на левом борту пади Старая Брянь. Здесь в 1939 г. Г.Н.Ляшенко в фельзитах обнаружены две незначительные магнитные аномалии, обусловленные мелкими прожилками кварца с магнетитом и гематитом.

Месторождение „Песчаная Гора“ находится в 1,6 км к юго-востоку от „Старого Рудника“. В фельзитах, фельзит-порфирах и их туфах встречаются прожилки и гнездообразные скопления кварца с гематитом.

Месторождение Еловка открыто Г.Н.Ляшенко по магнитной аномалии в 1939 г. Проверка шурфами показала, что аномалия вызвана вулканической брекчией с вкрапленностью гематита.

Все месторождения второй группы относятся к гидротермальному типу и связаны с эффузивами. Вследствие малых размеров промышленного интереса они не представляются.

востоку от д. Нижний Жирим. Географические координаты: 51°25'30" с.ш. и 107°17' в.д. Здесь распространены средние и крупнозернистые жидинские граниты. Последние разбиты сильной трещиной, среди которых наиболее выдержанными являются трещины меридионального простирания (350-355°), с ними и связана грейзенизация, проходящая по обе стороны от трещины. Мощность зон грейзенизированных гранитов не превышает 5-10 см, а общая площадь всего участка не превышает 0,5 км².

Главными минералами грейзенов являются кварц (до 50%) и мусковит (40-45%); встречаются также актинолит, биотит, анатаз, пирит и лимонит.

Химические анализы бороздовых проб показывают содержание молибдена 0,003%.

Участок Д е я т и к о в расположен на водоразделе рек Куналейка и Тарбагатайки, в 4 км севернее д. Десятниково. Географические координаты: 51°27' с.ш. и 107°28' в.д. Распространенные здесь среднезернистые, реже крупнозернистые граниты жидинской интрузии прорваны дайками сиенит-порфиров и мелкозернистых лейкократовых гранитов. В контактах дайки сиенит-порфиров наблюдается грейзенизация вмещающих их гранитов, причем грейзенизация в основном развивается по трещинам северо-западного простирания.

В 1,5 км к западу от первой зоны в правом борту небольшого распада наблюдается вторая полоса подобных же грейзенизированных гранитов, но несколько меньших размеров. Видимая ширина второй полосы около 10 м, а по простиранию она прослежена на 20 м.

Содержание молибдена в грейзенах здесь составляет 0,001%.

Участок Н а д е н о расположен на водоразделе рек Куйтунки и Куналейки в 5 км юго-западнее с.Надеино. Его географические координаты 50°31' с.ш. и 107°35' в.д. Площадь сложена лейкократовыми розовыми мелкозернистыми гранитами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами и фельзитами. Молибденсодержащие граниты с небольшими участками грейзенов в них встречаются на площади 1 км².

На участке выявлены четыре зоны грейзенизации, размеры которых не превышают 20 x 10 м; они сложены мусковитизированными массивными породами серого, желтого и буро-желтого цветов. Минералогический состав их: кварц (40-50%), мусковит (0-40%), калишпат (0-30%), в незначительном количестве биотит, плагиоклаз, рудный минерал и ярозит, образующий псевдоморфозы по сульфидам. В виде линзочек в этих породах встречается мусковито-андалузит-кварцевая контактовая порода с пиритом. Зоны грейзенизированных пород связаны с вмещающими их породами постепенными переходами. Спектральный анализ бороздовых проб показал содержание молибдена от 0,01 до 0,001%. Химический анализ тех же проб дает 0,002% мо.

Таким образом, содержание молибдена в поверхностных частях зон грейзенизации не промышленно, но, судя по общей геологической обстановке и структурным особенностям молодых гранитов, мы имеем здесь дело с апикальной частью гранитного массива. Следовательно, необходима проверка рудопроявления буровыми работами. С глубины можно ожидать увеличения содержания молибдена.

Участок К у й т у н расположен в 500 м восточнее д. Куйтун, на водораздельном мыске речек Куйтунки и Брянки. Географические координаты его 51°32' с.ш. и 107°47' в.д. Участок сложен среднезернистыми биотитовыми гранитами жидинской интрузии, которые прорываются дайками розовых лейкократовых гранитов гуджирского комплекса. При этом грейзенизированные участки прослеживаются в молодых гранитах в виде отдельных изолированных зон мощностью от 0,3 до 1,0 м. Простирание их СВ 30°.

Грейзенизированные граниты состоят из мусковитизированного плагиоклаза, кварца и редких чешуек биотита, реже встречаются эпидот и циркон. В бороздовых пробах химическим анализом установлено содержание молибдена 0,005-0,007%. Необходимо более детально обследовать и проверить это рудопроявление на глубину.

Участок К о л о д ч и к и находится в верховьях пади Колодчики на ее правом пологом склоне, в 3,5 км

Гранитный массив в отдельных местах пронизан неправильной сетью кварцевых жил и прожилков.

Грейзены — мелкозернистые, пепельно-серые, серые, зеленатые обожженные пористые породы — состоят из кварца, мусковита, сильно серицитизированных зерен полевого шпата и единичных зерен ярозита.

Содержание молибдена в бороздовых пробах, по данным спектральных анализов, колеблется от 0,1 до 1%. Химическим анализом тех же бороздовых проб установлено несколько пониженное содержание молибдена от 0,03-0,07%. На основании этих данных можно рекомендовать участок Надеино для дальнейших поисково-разведочных работ на молибден. Существующий материал позволяет отнести месторождение к штокрывовому типу.

У р а н

Участок Шалутай расположен на южном склоне хр. Хамар-Дабан, в левом борту р. Шалутай, в 6 км выше устья. Радиоактивная аномалия приурочена к зоне разлома северо-западного простирания, секущей протерозойские граниты. Последние расланцованы и интенсивно серицитизированы, а местами превращены в ортосланцы.

Аномалия имеет линейно вытянутую в северо-западном направлении форму и прослежена на 400 м при средней мощности 10-15 м. При этом наибольшая активность приурочена к центральной части аномалии, где достигает 100-160 μ .

Химический анализ бороздовых проб показал содержание урана 0,007%.

Необходимо отметить, что зона разлома, с которой связана радиоактивная аномалия, протягивается на значительное расстояние через вершину р. Поперечной за пределы листа. В вершине р. Поперечной также отмечена повышенная радиоактивность, достигающая 50-70 μ . По всей этой зоне необходимо провести поисковые работы.

Кроме того, на территории листа обнаружен еще ряд мелких, не заслуживающих внимания радиоактивных аномалий.

Н Е М Е Т А Л Л И Ч Е С К И Е И С К О П А Е М Н Е

УГОЛЬ

Мухинское бурогольное месторождение расположено в Иволгинской впадине в райоке Д.Мухино, в 16 км к юго-западу от г.Улан-Удэ. Географические координаты 107°21' в.д., 51°49' с.ш. Месторождение приурочено к лисогорской продуктивной свите.

В угленосном горизонте месторождения насчитывается восемь пластов и прослоек угля, из которых заслуживают внимания только два пласта. Все пласты угля залегают сравнительно спокойно и имеют постоянную мощность.

Верхний пласт состоит из ряда отдельных пачек мощностью от 0,10 до 2,25 м. Общая мощность чистого угля колеблется от 1,70 до 4,3 м. Нижний пласт залегают стратиграфически ниже верхнего на 22-23 м. Мощность отдельных слагающих его пачек колеблется от 0,05 до 2,7 м.

Угли клареновые с линзами и штрихами витрена и фюзена, относятся к зрелым бурым углям с содержанием углерода в органической массе в среднем 75%. Содержание золы в углях колеблется в пределах 7,36-26,12%, серы 0,66-3,65%, водорода 2,74-6,55%. Сумма H+O+S в среднем 20%. Тепловорная способность на органическую массу составляет 8251 кал.

Подсчет запасов на разведанной площади произведен по двум пластам. Для верхнего пласта запасы подсчитаны по двум блокам, которые разделены тектоническим нарушением. По кат. A₂+B+C₁ запасы определяются в 760 тыс.т. Запасы нижнего пласта по кат. B+C₁+C₂ составляют 707 тыс.т.

А.С.Струговым установлено, что Мухинское бурогольное месторождение с общим запасом 1,4 млн.т не представляет промышленного значения.

Лисогорское бурогольное месторождение находится на северной окраине г.Улан-Удэ в 1,5 км от железнодорожной станции на небольшой сопке Лысая Гора; координаты его 51°51' с.ш., 107°36' в.д. Открыто в 1936 г. местными жителями. Разведано В.М.Чаиркиным в

1940 г.

По данным разведок, угленосный горизонт залегают в верхней части разреза нижнемеловых отложений и содержит три угольных пласта, из которых рабочим является один верхний. Однако из-за незначительной мощности пластов и низкого качества угля Лысогорское месторождение не имеет практического значения.

Имеется указание (Чернусов, 1940) на угленосность площадей в районе дд. Шишкино, Красноярово и Госзавода.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Кристаллические и известняки

Кристаллические известняки встречаются в составе древних метаморфических пород. На территории листа известны месторождения Бабкинское, Шалотское и пади Досчатой.

Бабкинское месторождение расположено в южных отрогах хр. Хамар-Дабан, в 25 км западнее гор. Улац-Удэ, близ с. Красноярово. Разведывалось в 1951-1952 гг. Д.Э.Цыденовой.

Участок месторождения сложен метаморфическими породами протерозоя, содержащими прослой кристаллических известняков. При общем северо-восточном простирании эти породы падают на юго-восток под углами 50-60°.

На Бабкинском месторождении подсчитаны запасы известняков, пригодных для обжига на известь, в количестве 1668,7 тыс. т.

Кроме Бабкинского месторождения, кристаллические известняки известны в вершинах рек Халита и Большая Речка. Опробовательские работы здесь не проводились, так как эти участки труднодоступны и разработка известняков вряд ли возможна.

Шалотское месторождение находится в 3 км западнее д. Шалота (левый берег р. Селенги) и урочено к толще протерозойских метаморфических пород, обнаженной на протяжении около 300 м.

Кристаллические известняки залегают среди среднезернистых биогитовых сиенитов и на контакте с последними не образуют каких-либо изменений. Они разрабатываются местным населением для получения извести.

Падь Досчатая расположена в 3,5 км юго-восточнее Николаевского завода. Известняки пади Досчатой залегают в виде крупного ксенолита в палеозойских гранитоидах.

В 1952 г. известняки разведывались Д.Э.Цыденовой, причем разведка дала отрицательный результат.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Территория листа обладает практически неисчерпаемыми запасами строительных материалов: гранитов, сиенитов, габбро, диоритов и т.д. Особенно хорошим качеством обладают гранитоиды Джидинской интрузии. Для нужд местной промышленности в районе г. Улац-Удэ разрабатываются несколько карьеров строительного камня.

Песчаники

Карьер по добыче песчаников комужинской свиты расположен на горе Комушка. Используются эти песчаники в жилищном строительстве.

Пески, гравий, галечники

Пески, гравий, галечники имеются во всех долинах крупных рек Селенги, Уды, Иволги. Используются они в качестве составной части строительных материалов, строительных растворов, бетона, кирпичей а также как дорожный балласт.

Глины

Месторождения кирпичных глин имеются на правобережье р. Удн, выше г. Улац-Удэ.

В заключение отметим, что площадь листа перспективна по углю, молибдену и радиоактивным элементам.

Перспективными площадями для поисков угольных месторождений являются Иволгино-Удинская и Нижне-Оронгойская впадины. До сих пор систематических углепоисковых работ в этих впадинах не проводилось. На их площади необходимо разбурить несколько поперечных профилей с глубиной скважин не менее 500 м. Эти работы помогут разобраться в тектоническом строении впадин и окончательно решат вопрос об их угленосности.

В настоящее время совершенно определено установлена пространственная и генетическая связь молибденового оруденения с гранитами гуджирского интрузивного комплекса. Последние приурочены к древним зонам разлома и к стыкам разновозрастных пород, в частности, на территории листа большинство массивов гуджирских гранитов находится в бассейне р. Куйтунки, который является недоразвитой впадиной.

Как на площади листа, так и южнее установлены два морфологических типа молибденового оруденения — жильный и штоковый, причем более перспективным является последний.

Поисковые работы на радиоактивные элементы должны проводиться на площади хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы, где установлены разломы северо-западного простирания и связанные с ними радиоактивные аномалии. Поисковыми признаками рудопроявлений этого типа должны служить интенсивная каолинизация, мусковитизация и биотитизация.

В пределах листа, особенно на линиях крупных разломов, бурением могут быть обнаружены минеральные воды.

П О Д З Е М Н Ы Е В О Д Ы

На территории листа распространены следующие типы подземных вод: пластовые воды четвертичных отложений, пластово-трещинные воды нормально-осадочных юрско-меловых отложений, трещинные воды, связанные с метаморфическими и изверженными породами.

Пластовые воды четвертичных отложений подразделяются на современно-аллювиальные, древнеаллювиальные, элювиально-де-

лювиальные.

П Л А С Т О В Ы Е В О Д Ы

Современный аллювиальный водоносный горизонт приурочен к новейшим речным отложениям, представленным песком, гравием и галечниками с прослоями глины. Глубина его залегания колеблется в пределах 1-8 м. Питание полностью зависит от атмосферных осадков, а поэтому режим непостоянен. Вблизи поселков Мухино и Иволга эти воды, по данным Л.М. Орловой, содержат Cl^- 196 мг/л, SO_4^{2-} 714,5 мг/л, Са 253 мг/л; жесткость 59,6 немецких градусов. Источники, связанные с аллювиальными водами, редки, их дебит не превышает 0,033 л/сек. Ввиду непостоянного режима и частого загрязнения эти воды не могут служить постоянным источником водоснабжения.

Древнеаллювиальный водоносный горизонт приурочен к отложениям древних террас Селенги, Уды и их притоков. Водоупором являются коренные породы цоколя. В районе г. Улан-Удэ этот водоносный горизонт встречен на глубине 7-10 м, в долине р. Уды на глубине 25 м, а на Лысогорском буругольном месторождении на глубине от 3,5 до 13,15 м. Горизонт водообилен, так как песчано-галечные отложения обладают высокой инфильтрационной способностью. Дебит колеблется в пределах от 0,5 до 2-3 л/сек. В районе г. Улан-Удэ по скважине дебит равен 3,4 л/сек. По составу воды гидрокарбонатно-кальциевые и по степени минерализации вполне пригодны для питьевых целей. К этому же типу относится источник вблизи д. Уточкино. Его дебит колеблется от 0,01-0,05 л/сек. Общая минерализация 224,23 мг/л.

Элювиально-делювиальные воды обнаруживаются по источникам, выходящим на поверхность на крутых склонах и у их подножий (например, в долине Нижняя Березовка, в верховье рч. Малая Таловка). Питаются эти воды атмосферными осадками. Дебит источников непостоянен и равен 0,5-1,5 л/сек. По минерализации они относятся к гидрокарбонатным кальциево-магнезиумным водам. Большого практического значения не имеют.

Пластово-трещинные воды мезозойских пород приурочены к угленосным толщам Иволгино-Удинской впадины. Вследствие плохой обнаженности юрских и меловых отложений и приуроченности их к синклинальным структурам воды изучены очень слабо: некоторые данные получены в результате бурения, проведенного В.М. Чапкинским и И.А. Лившицем. Вертикальный горизонт обчно является аргиллитом. В центре Иволгино-Удинской впадины минерализация вод увеличивается. Они содержат: Са⁺⁺ 253,4, Mg⁺⁺ 94,8, Cl⁻ 196,0, SO₄⁻ 417, HCO₃ 83,8 мг/л. Жесткость 59,6 нем.град.

В пади Нижне-Березовой на глубинах 12,5 и 48 м вскрыто два водоносных горизонта. В районе г. Улан-Удэ несколькими скважинами выявлено два горизонта на глубине 3-4 м и 15-16 м, оба с малым дебитом.

На Лысогорском угольном месторождении обнаружены два водоносных горизонта, первый на глубине 3,4 м, второй на глубине 36 м. В районе Госзавода скважиной вскрыто восемь водоносных горизонтов, первый на глубине 19,9 м, второй и последующие на глубинах 30,25 м, 44,6 м, 75,05 м, 104,7 м, 113,4 м, 183,5 м, 211,1 м. Эти воды совершенно неизучены. Питание водоносных горизонтов происходит за счет атмосферных осадков, поверхностных водотоков и трещинных вод.

ТРЕЩИННЫЕ ВОДЫ

Трещинные воды имеют очень широкое распространение вследствие обширности площадей, занятых изверженными и метаморфическими породами. По приуроченности к различным комплексам пород они подразделяются на трещинные воды верхнепалеозойских гранитов, древних гранитов и метаморфических пород.

Воды верхнепалеозойских гранитов распространены в южной половине листа. По своей минерализации они щелочные, по составу гидрокарбонатно-кальциевые. Судя по многочисленным источникам, дебит их не превышает 2 л/сек. Вследствие удаленности от населенных пунктов практического значения эти

источники не имеют.

Трещинные воды древних гранитов приурочены к хребтам Хамар-Дабан и Улан-Бургасы. Граниты сильно изменены, катаклазированы, трещиноваты и поэтому значительно обводнены. К зонам контактов и разломов приурочены источники, дебит которых колеблется от 2 до 10 л/мин, в зависимости от обилия атмосферных осадков.

Наибольший интерес представляет Халмтинский источник, вытекающий из трещин мощной тектонической зоны. Ввиду большого дебита (20 л/сек) и повышенной радиоактивности, равной 57 эман, источник может использоваться в лечебных целях.

Трещинные воды метаморфических пород имеют крайне ограниченное распространение и практического интереса не представляют.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

Белюсов В. В., Малавкин А. А., Максимова Б. А., Тетяев М. М. Геологическая съемка в Верхне-Удинском районе Забайкалья в 1930 г. Геологическое изд. Всес. геол.-разв. отд., 1932.

Волгин А. В. К вопросу о послепермских границах юго-западного Забайкалья и Селенгинской Даурии. Зап. Всерос. минералог. об-ва, т. 56, вып. 2, 1932.

Гаврусевич Б. А. и Семенок А. Е. Материалы по петрографии и геохимии юго-восточного Прибайкалья. Тр. СОИС АН СССР, сер. сибирская, вып. II, 1931.

Иванов Б. А. О возрасте угленосных отложений Забайкалья. Сов. геол., № 10, 1940.

Иванов Б. А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Тр. Иркутск. геол. упр., вып. 32, Иркутск, 1949.

Иванов Б. А. Схема геологического районирования Восточной Сибири. Изд. Вост.-Сиб. геол. упр., Иркутск, 1949.

Криштофович А. Н. Растительные остатки из озерных ирских отложений Забайкалья. Зап. минер. об-ва, 51, вып. 1, 1918.

Налетов П. И. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:1 000 000. Лист М-48 (Улан-Удэ). Госгеолтехиздат, 1956.

Налетов П. И., Шалаев К. А. и Делют Т. Т. Геология Джидинского рудного района. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 27, Иркутск, 1941.

Обручев В. А. Геологические исследования юго-западной части Забайкальской области. Геол. исслед. и разведочные работы по линии Сибирской ж. д., вып. 15, 1897.

Обручев В. А. Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья. Геол. исслед. и разведочные работы по линии Сибирской ж. д., вып. 20, часть II, 1914.

Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк. Л., 1929.

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. ин-та

геол. наук, вып. 99, геол. сер. (31), 1948.

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

Флоренсов Н. А. Проблемы изучения неолетоники на территории Бурят-Монгольской АССР. Материалы по изучению производственных сил БМАССР, вып. I, 1954.

Флоренсов Н. А. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья. Тр. Вост.-Сибир. филиала, вып. I, сер. геол., 1954.

Якшин А. А. Минеральные богатства Бурят-Монгольской АССР. 1945.

Фондовая

Анхундинова Г. А. Отчет по работам Армянской гидрогеологической партии за 1954 г. Рукопись. Фонды БМГУ.

Анисимов И. П., Река А. Ф. Окончательный отчет по Петровско-Забайкальской геолого-поисковой партии за 1939 г. Рукопись. Фонды БМГУ.

Бильтаев А. М. К л е м е н ч е н к о К. Д., Волков К. П. Геологическое строение части бассейнов рек Кики - Хаима, Селенги - Итаны. Отчет Улан-Удэнской геологопоисковой партии за 1947 г. Рукопись. Фонды БМГУ.

Ветров Д. В., Одокий Б. Н. и Ветрова Ю. Ф. Геологическое строение юго-восточной оконечности Хамар-Дабанского и северных склонов Цаган-Дабанского хребтов. Отчет Иволгинской геологосъемочной партии за 1955 г. Рукопись. Фонды БМГУ.

Коровин С. Н., Дербина А. Е. Геологическое строение бассейна р. Брянки (Зап. Забайкалье). Отчет о геологосъемочных работах Брянской партии за 1940 г. Рукопись. Фонды БМГУ.

Китаев В. А. Отчет о работе инженерно-геологического отряда Улан-Удэнской геолого-разведочной партии за 1934-1935 гг. Рукопись. Фонды БМГУ.

Налетов П. И., Наумова Е. И. и Новиков В. А. Геологическое строение западной части хребта Цаган-Дабан. Отчет Николаевской партии за 1953 г. Рукопись. Фонды БМГУ.

Орлова Л. М. Сводный гидрогеологический очерк Западного Забайкалья. Рукопись. Фонды БМГУ.

Орлова Л. М. Гидрогеологические условия района г. Улан-Удэ. Отчет Улан-Удэнской гидрогеологической партии за 1942-1943 гг.

Стругов А. С. Отчет о разведочных работах на Мухинском месторождении бурого угля, произведенных Гуси-

нозерской партией в 1941 г. Рукопись. Фонды БМГУ.
 Ляшенок Г. Н. Отчет о результатах полевых работ Петровско-Забайкальской магнитометрической партии за 1939 г. Рукопись. Фонды БМГУ.
 Цыденова Д. Э. Михайлова Г. С. Отчет Заиграевской партии за 1950-1052 гг. по поискам из-вестняков для химсырья. Рукопись. Фонды БМГУ.
 Чаиркин В. М. и Чиркова М. И. Отчет Лысогорской поисково-съёмочной партии на уголь в рай-оне г. Улан-Удэ в 1940 г. Рукопись. Фонды БМГУ.
 Черусов Я. М. Предварительный отчет о геологических работах в Гусино-Удинской долине в 1940 г. Ру-копись. Фонды БМГУ.

Приложение I
 Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе М-48-VI карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полез-ного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала
1	I-1	Шалтайское рудопроявление кльменита	Карповая жила с кльменитом	3,8
2	I-1	Аршанский источник минеральных вод	Скарны с магнетитом	3
3	I-1	Хатлинское рудопроявление магнетита	Скарны с магнетитом	3,8
4	I-1	Хатлинское проявление кристалличес-ких известняков	Ксенолит среди гранитоидов	3,8
5	I-2	Уточкина падь. Перматитовые жилы с ильменитом и танталом	Перматитовые жилы среди гра-нитоидов	3,8
6	I-3	Березовский источник минеральных вод	Небольшой разлом среди грани-тоидов	1
7	I-3	Район Гозавада. Проявление бурого угля	Два маломощные пласта среди мезозойских пород	9
8	II-4	Хара-Хусулуинское рудопроявление ме-дью	Жилы с халькопиритом среди гранитов	3
9	III-3	Верхне-Саянское рудопроявление молиб-дена	Зона окварцевания среди гра-нитоидов	3,5
10	III-3	Участок Куйтун рудопроявление мо-либдена	Зона преэемизации среди молю-сков	3,5
11	III-3	Итха, Участок № 1	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
12	III-3	Участок № 2	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
13	III-3	Участок № 3	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
14	III-3	Участок № 1	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
15	III-3	Участок № 2	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
16	III-3	Участок № 3	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
17	III-3	Участок № 1	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
18	III-3	Участок № 2	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
19	III-3	Участок № 3	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
20	III-3	Участок № 1	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
21	III-3	Участок № 2	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
22	III-3	Участок № 3	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
23	III-3	Участок № 1	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
24	III-3	Участок № 2	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
25	III-3	Участок № 3	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
26	III-3	Участок № 1	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
27	III-3	Участок № 2	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
28	III-3	Участок № 3	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
29	III-3	Участок № 1	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
30	III-3	Участок № 2	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5
31	III-3	Участок № 3	Зона преэемизации и окварце-вания среди гранитоидов	3,5

№ по карте	№ по карте на кар-те	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Лин и месторождения (К - координатное, Р - по-смысловое)	№ использованного материала по списку
6-9	I-2	Бакинское месторождение	Не эксплуатируется	К	8
9-13	I-3	Безовский карьер по	Разрабатывается	"	3
10-14	I-3	Участок Юбачи гальки и	Разрабатывается	Р	3
11-15	I-3	Ангорское орудолитное	Не эксплуатируется	К	9
13-18	I-4	Трихуминский карьер	Разрабатывается	"	3
14-21	II-2	Мушское орудолитное	Не эксплуатируется	К	7
15-22	II-2	Петлилован жила	Разрабатывается	"	3
18-25	II-3	Месторождение песка	Разрабатывается	"	3
19-26	II-3	Коммунистское месторождение песчанников	Разрабатывается для нужд строи-тельства	"	3

Список непромышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-48-11 карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

П р и л о ж е н и е 2

34	IY-2	Участок Колодники. Рудопромысленные	Зона преизвлечения в гранитах	То же	5
35	IY-3	Участок Десятиниково. Рудопромысленные	Зона преизвлечения в гранитах	То же	5
36	IY-3	Участок Большой Куналей. Рудопромысленные	Зона преизвлечения в гранитах	То же	5
37	IY-3	Култунский участок. Медное оруденение	Скверн с медной зеленью		5
38	IY-4	Проявление гематита в бассейне р. Бранки	Проявление кварца в аффлувах с гематитом		
39	IY-5	Кварц-хальцедоновые прожилки с гематитом			

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Введение	3
Стратиграфия	8
Интрузивные образования	32
Тектоника	49
Геоморфология	57
Полезные ископаемые	62
Подземные воды	72
Литература	76
Приложения	79

Стр.

Редактор издательства С. В. Овчинникова
 Технический редактор Г. А. Константинова
 Подписано в печать 10.11.1960г.
 Формат бумаги 84x108 1/16
 Бум. л. 2,0. Печ. л. 4,0. Уч. изд. 4,7
 Бесплатно.
 Зак. 54с. Тираж 300 экз.
 Ротапринт ВПИР
 Ленинград, В.О., Кожевенная л., 23а

	8	Уч. изд.			33 43
"	"				32 42
"	"				30 39
"	"				24-32
"	"				22-30
"	"				21-28
"	"				20-27
"	"				П-3
"	"				П-2
"	"				П-1
"	"				П-1
"	"				П-1