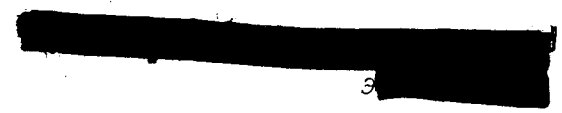


СБ 20461⁽³⁾
/ N-49-1

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ИРКУТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ



ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

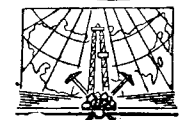
Серия Прибайкальская

Лист N-49-I

Объяснительная записка

Составители: М. П. Лобанов, Б. В. Альбицкий
Редактор П. М. Хренов

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
30 мая 1963 г. Протокол № 17



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1968

ВОЗВРАТИТЕ КНИГУ НЕ ПОЗЖЕ
обозначенного здесь срока

Тип. им. Котлякова. 4 — 7 500 000. 1984 г. ЛГ-087-01-589.
Цена 0 р. 58 к. за 1000 шт.

10827
Карта
№: СЛ 253

ВВЕДЕНИЕ

Территория описываемого листа, ограниченная координатами $55^{\circ} 20' — 56^{\circ} 00'$ с. ш. и $108^{\circ} 00' — 109^{\circ} 00'$ в. д. от Гринвича, расположена в Казачинско-Ленском районе Иркутской области и в Северо-Байкальском аймаке Бурятской АССР.

Восточную часть территории занимает Байкальский хребет и примыкающие к нему отроги хр. Унгдар. Байкальский хребет протягивается в меридиональном направлении и характеризуется альпийскими формами рельефа. Абсолютные отметки вершин колеблются в пределах 1600—2197 м, относительные превышения достигают 500—1700 м. Около половины территории листа, западнее Байкальского хребта, занимает Приленско-Киренгская плоская возвышенность. Это однообразная волнистая поверхность со сглаженными пологими формами рельефа. Абсолютные отметки здесь не превышают 800—1000 м, относительные варьируют в пределах 100—300 м. Лишь в северо-западной части резко выделяются хребты Суринский и Аверичев Кряж, вытянутые субмеридионально, с абсолютными отметками 1214 и 1276 м.

Речная сеть района принадлежит Киренгской и Байкальской системам. Наиболее крупными реками являются Окунайка, Умбелла, Кунерма, Нижняя Ирель, Гоуджекит, Слюдянка, Рель и др. Все они несудоходные и труднопроходимые для плотов и лодок, вследствие многочисленных перекатов и заломов. Обнаженность западной части территории района слабая, центральной — хорошая, восточной — средняя. Хорошо обнажены долины притоков крупных рек и Байкальский хребет.

Климат района континентальный. Продолжительность летнего сезона не более 3 месяцев; местами развита многолетняя мерзлота.

Растительность и животный мир типичны для зоны сибирской тайги. Населенные пункты в районе отсутствуют. Ближайшие из них расположены в бассейне р. Киренги (Казачинск, Юхта) и на побережье оз. Байкал (Нижне-Ангарск, Байкальское и др.) и соответственно удалены от границы района на 120—160 и 20—80 км. Байкальский хребет труднопроходим; имеются всего лишь два перевала (Даванский и Рельский), доступные только для конновьючного транспорта. Через перевал Даванский, проходящий от метеостанции Даван к р. Гоуджекиту, проложена тропа, связывающая населенные пункты Казачинск и Нижне-Ангарск. Перевал Рельский расположен на водоразделе р. Маркиной Ирели и правого притока р. Рели. С г. Иркутском район связан воздушным транспортом через с. Казачинск и водным путем — по Байкалу.

Первые сведения о геологическом строении Прибайкалья, в состав которого входит территория листа, относятся ко второй половине прошлого столетия. Несмотря на это, район изучен слабо. Объясняется это, прежде всего, значительной удаленностью края, труднодоступностью и сильной расчлененностью рельефа. Историю изучения можно разделить на три крупных периода. Первый — охватывает вторую половину XIX и начало XX вв. В этот период берега оз. Байкал и окаймляющие его горные сооружения были исследованы П. Н. Кропоткиным, А. А. Чекановским, И. Д. Черским, Н. А. Воломиновым, В. П. Полковниковым, В. А. Обручевым, П. И. Преображенским, М. М. Тетяевым и др.

Дореволюционные исследования дали первые представления о геологии обширных труднодоступных районов, прилегающих к оз. Байкал. Позднее эти исследования были обобщены В. А. Обручевым в труде «Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района» (1932). Второй период охватывает отрезок времени с 30-х до 50-х гг. XX в. В это время кроме отдельных маршрутных исследований проводится и площадная съемка. В свет вышли геологические карты масштаба 1:1 000 000 Северо-Байкальского и Патомского нагорий В. В. Домбровского (1937 г.) и Западного Прибайкалья — Е. В. Павловского (1937ф). Проводились работы по изысканию железнодорожных трасс В. В. Домбровским (1934 г., 1937 г.), А. С. Кульчицким (1939 г.), а также поиски россыпных месторождений олова В. В. Залуцким (1950 г.). Маршрутные исследования проводились также М. М. Лавровым (1932 г., 1935 г.), А. А. Арсеньевым и В. П. Масловым (1936 г.), В. Г. Дитмаром (1936) и др.

Характерной особенностью третьего периода (с 1953 г. до настоящего времени) является проведение поисково-съемочных работ масштаба 1:200 000 и 1:50 000, что знаменует собой начало планомерного изучения края. В 1953 г. Иркутским геологическим управлением в южной части территории листа была проведена кондиционная геологическая съемка масштаба 1:200 000 Ю. К. Дзинкас, а еще южнее — Н. В. Сухановой, А. А. Малышевым и В. Д. Мацем. Исследованиями этого периода были разработаны довольно детальные стратиграфические схемы и дана подробная характеристика геологической структуры Прибайкалья.

К. П. Калинин (1955 г.) была составлена Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000 листа N-49. А. Я. Жидков (1956 г.) проводил маршрутные исследования по рекам Окунайке, Умбелле. Ю. В. Погодин (1958 г.) в бассейнах рек Кунермы, Гоуджекита, Ярала, Рели проводил поисковые работы на полиметаллы. П. Б. Дедюхин (1958—1960 гг.) составил геологическую карту масштаба 1:200 000 листа N-49-II. М. М. Язымир, Р. И. Файзуллин и др. (1958—1959 гг.) в составе Северо-Байкальской партии Геологоразведочного треста № 1 проводили специализированные поисковые работы на редкие металлы по рекам Гоуджекиту, Рели, Поперечной.

Важным этапом в истории исследования района явилось издание в 1958 г. геологической карты Байкальской горной области масштаба 1:500 000, составленной Л. И. Салопом.

В 1954—1959 гг. конторой «Востсибнефтегеофизика» на территории листа проведена аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 (В. И. Блюменцвайг). В 1961 г. центральная и восточная части района были покрыты аэромагнитной и радиометрической съемкой масштаба 1:25 000 (В. И. Никулин). Геофизические материалы были использованы нами в процессе составления листа N-49-I. В основу Государственной геологической карты и карты полезных ископаемых листа N-49-I приняты материалы съемки масштаба 1:200 000, проведенной Кунерминской партией в 1959—1962 гг. (М. П. Лобанов, Ю. В. Шемякин, М. А. Сендеров, И. В. Труханов, Б. В. Альбицкий) и материалы съемки масштаба 1:200 000, проведенной в 1953 г. (Ю. К. Дзинкас, Г. Д. Феоктистов). Кроме того, были использованы материалы геологической съемки и поисков масштаба 1:50 000 (И. Н. Власов, И. В. Труханов, 1961), а также данные А. Г. Гарифулина, Л. Д. Чирцова и сотрудников ВСЕГЕИ (М. М. Тамбовцев, Б. А. Ермолаев, А. Б. Афанасьев). Почти вся территория листа охвачена специализированными поисковыми работами, включающими металлометрическое, скоровое, шлиховое опробование, радиометрические поиски урана и редких земель.

Необходимо отметить, что на территории листа решен ряд принципиально важных геологических вопросов, касающихся главным образом вулканизма, тектоники и металлогении. Впервые для Северо-Западного Прибайкалья в составе ирельского интрузивного комплекса выделено четыре фазы, установлены крупные зоны тектонических нарушений в осевой части Байкальского хребта и выявлен новый промышленный тип бериллиевой минерализации. Впервые выделены нижнеордовикские и девонские (?) отложения и изучены их разрезы.

В геологическом строении территории листа участвуют стратифицированные образования протерозоя, нижнего и среднего палеозоя. Протерозой подразделяется на три комплекса, отделенные несогласиями и резко отличные по условиям залегания и составу. В основании разреза протерозоя залегают осадочно-метаморфические образования, слагающие харгитуйскую и иликтинскую свиты. Накопление мощных эффузивно-терригенных толщ нижнего протерозоя характеризует начальную стадию развития Байкальской геосинклинали (Салоп, 1958). Выше, в разрезе протерозоя, залегают осадочно-туфогенно-эффузивные образования хибеленской свиты, входящие в акитканскую серию. Формирование пород свиты происходило в стадию инверсии геосинклинали. Разрез протерозоя завершают карбонатно-терригенные отложения байкальской серии (голоустенская, улунтуйская и качергатская свиты). Нижнекембрийские отложения представлены алданским и ленским ярусами. К алданскому ярусу отнесена мотская и условно ушаковская свиты, в отложениях которой в Юго-Западном Прибайкалье и Присаянье известны находки остатков червей *Sabellidites cambriensis* Уо п. и брахиопод *Pelagiella cf. primaeva* (Billings).

Выше следует однообразная карбонатная толща ленского яруса. На территории смежного листа О-49-XXXI (Артемьев, 1960ф) в этой толще найдены остатки трилобита *Biliaspis* sp. (определение Л. В. Огиенко, ИГУ). Нижнеордовикские отложения распространены в западной половине исследованной территории и подразделяются на устькутский (устькутская свита), чуньский (суринская свита) ярусы. Условно к нижнему ордовику отнесена нарьягинская свита. В отложениях устькутской свиты найдены остатки ископаемой фауны брахиопод *Finkelburgia* sp., гастропод *Archinacella cf. subrotunda*, *Archinacella* sp., *Scenella* sp., *Palaeacmaea* sp.

На кембрийских и нижнеордовикских отложениях несогласно залегают красноцветная толща конгломератов и песчаников, условно отнесенная к девону. Рыхлые отложения представлены нижне-, средне-, и верхнечетвертичными, а также современными образованиями.

Протерозойская группа

НИЖНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

Сарминская серия*

Харгитуйская свита ($Pt_1?hr$) распространена в крайней восточной части территории листа по рекам Слюдянке и Неручанде. Сложена она биотитовыми, биотитово-амфиболовыми, силлиманитовыми гнейсами, двуслюдяными сланцами с гранатом, амфиболовыми сланцами, амфиболитами, реже известняками и кварцитами. Послойный разрез свиты составить не удалось. В общих чертах видимая нижняя часть свиты характеризуется преобладанием гнейсов, верхняя часть — преобладанием сланцев и незначительным количеством карбонатных пород. Наиболее полный разрез свиты изучен на территории смежного листа N-49-II (Дедюхин, 1961) и представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Гнейсы биотитовые, переслаивающиеся с амфиболовыми сланцами	400—450 м
2. Кварциты сланцеватые с прослоями мусковит-дистеново-кварцевых сланцев	200 „
3. Амфиболовые сланцы и амфиболиты	50 „
4. Кристаллические известняки	35—40 „
5. Кварциты и сланцы мусковитово-дистеновые	150 „

* К сарминской серии (харгитуйской и иликтинской свитам) нижнепротерозойские осадочно-метаморфические образования района отнесены условно.

6. Амфиболовые сланцы с прослоями кварцитов	100 м
7. Сланцы гранат-дистеново-кварцевые, переслаивающиеся с кварцитами	200 „
Суммарная мощность по разрезу 1140—1190 м	

В отличие от приведенного разреза, на исследованной территории отмечается незначительное распространение кварцитов и отсутствие дистеносодержащих сланцев. Видимая мощность свиты, подсчитанная графически, равна 1500—1700 м.

Биотитово-роговообманковые гнейсы — это темно-серые, мелко- и среднезернистые, с отчетливо гнейсовидной текстурой породы. Структура их лепидогранобластовая, нематогранобластовая. В составе гнейсов наблюдаются: плагиоклаз (20—40%), калиевый полевой шпат (10—15%), кварц (10—15%), роговая обманка (10—40%), биотит (5—15%); из аксессуарных минералов присутствуют апатит, сфен, циркон, ортит и рудный. В некоторых разновидностях отмечается гранат. В биотитовых гнейсах совершенно отсутствует роговая обманка. Биотит бурый, железистый. Силлиманитовые гнейсы и сланцы были встречены в единичных случаях. Это серые и светло-серые породы мелкозернистые, с отчетливо сланцеватой текстурой. Структура нематолепидобластовая. В качестве породообразующих минералов в них отмечены: плагиоклаз (40%), кварц (15%), биотит (25—30%), силлиманит (10—12%), из аксессуарных минералов — апатит, ортит и рудный. Зерна силлиманита часто изогнуты, деформированы.

Мусковитово-кварцевые сланцы и кварциты имеют незначительное распространение. Кварциты обычно сланцеватые, мелкозернистые. Структура гранобластовая, зубчатая. В виде примесей отмечаются чешуйки мусковита и биотита, а также редкие кристаллы граната. В процессе рассланцевания кварциты превращены в мусковито-кварцевые сланцы. Двуслюдяные сланцы с гранатом наблюдаются в различных частях свиты. Гранат образует порфиробласты, что обуславливает узловатую текстуру сланцев.

Кристаллические известняки встречаются в виде маломощных пропластков среди гнейсов и сланцев в верхней части свиты. Это светло-серые среднезернистые породы, содержащие изометричные зерна кальцита, редкие зерна кварца и чешуйки мусковита. Амфиболовые сланцы характерны для верхней части свиты.

Отложения харгитуйской свиты местами мигматизированы с образованием инъекционных гнейсов и мигматитов, а в зонах смятия подвержены интенсивному динамометаморфизму. Инъекционные (мигматизированные) породы образованы за счет внедрения гранитоидов ирельского комплекса.

Стратиграфическое положение харгитуйской свиты определяется тем, что на площади смежного листа N-49-II она согласно перекрыта породами иликтинской свиты. Отсутствуют также существенные различия в характере разрезов харгитуйской свиты северо-западной части Прибайкалья с разрезами одноименной свиты в ее стратотипе (Западное Прибайкалье).

Иликтинская свита ($Pt_1 it$) распространена на водоразделе рек Неручанды, Гоуджекита и в крайней северной части территории листа, в бассейне р. Окунайки. Свита представлена биотитовыми, биотитово-амфиболовыми гнейсами, амфиболовыми сланцами, слюдистыми сланцами с гранатом, кварцево-серицитовыми, серицитово-хлоритовыми, кварц-биотитово-мусковитовыми сланцами, метаморфизованными песчаниками и эффузивами, амфиболитами. На территории смежного листа N-49-II (П. Б. Дедюхин, 1961 г.) иликтинская свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю — существенно гнейсовую (мощность 1600—1650 м), среднюю — кварцито-гнейсовую (мощность 1500—1550 м) и верхнюю — сланцевую (мощность 1500—1550 м). Из-за незначительных выходов и крайне слабой обнаженности, на изученной территории не удалось расчленить иликтинскую свиту на подсвиты. Однако необходимо отметить, что образования иликтинской свиты в восточной части района (реки Неручанда и Гоуджекит) по характеру разреза, составу пород и условиям метаморфизма в значительной степени соответствуют нижней и

частично средней подсвитам, в то время как зеленокаменные породы в крайней северной части района (р. Окунайка) могут быть сопоставлены с верхней подсвитой. В общих чертах для разреза свиты восточной части района характерно чередование биотитовых, биотитово-роговообманковых гнейсов с амфиболовыми сланцами и амфиболитами. В вышележащих частях разреза встречаются гнейсы и сланцы, содержащие гранат, а также появляются прослои среди гнейсов слюдисто-кварцевых сланцев, возможно, образованных по кварцитам. Видимая мощность свиты составляет здесь 1400—1500 м.

Установлено, что исходными породами, по которым образовались гнейсы и сланцы, преимущественно являлись песчаные и глинисто-алевритовые отложения.

Отложения иликтинской свиты по р. Окунайке, а также на территории смежного листа O-49-XXXI (Артемьев, 1959ф), представлены рассланцованными, фельзитовыми и кварцевыми порфирами, реже туфами и эффузивами основного состава с резко подчиненным количеством сланцев и метаморфизованных песчаников. Мощность свиты здесь, по данным А. Н. Артемьева, предполагается равной 2000—2500 м.

Региональный метаморфизм в породах иликтинской свиты отвечает зеленокаменной фации. В Даванской зоне смятия они изменены в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций динамометаморфизма. Контактный метаморфизм связан с интрузиями муйского и ирельского комплексов.

Стратиграфическое положение иликтинской свиты определяется тем, что она согласно налегает на отложения харгитуйской свиты и перекрыта породами абчадской свиты (П. Б. Дедюхин, 1961 г.).

В бассейне р. Окунайки (А. Н. Артемьев, 1960ф) на породах иликтинской свиты и на гранитах, которыми они прорваны, с резко выраженным азимутальным несогласием залегают базальные конгломераты малокосинской свиты.

СРЕДНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

Акитканская серия

Хибеленская свита ($Pt_2 hb$) занимает небольшие площади в осевой и западной частях Байкальского хребта и чаще наблюдается в виде пород кровли среди интрузивных образований II и III фаз ирельского комплекса. Свита сложена темно-серыми, лиловыми фельзитовыми и кварцевыми порфирами с линзами и горизонтами песчаников и рассланцованных туфоалевролитов. Кварцевые и фельзитовые порфиры по рекам Умбелле, Огневой и Нижней Ирели имеют постепенные переходы и генетически тесно связаны с субвулканическими образованиями (сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами, гранодiorит-порфирами), которые нами включены в состав хибеленской свиты.

Указанные субвулканические породы* по петрохимическим особенностям тождественны гранитоидам I фазы ирельского комплекса. В то же время, в южной части исследованной территории установлены покровы кварцевых и фельзитовых порфиров, генетически тесно связанных с субвулканическими породами (также отнесенными к хибеленской свите), тождественными гранитоидам II фазы ирельского комплекса. Эти противоречивые данные, возможно, свидетельствуют о наличии разновозрастных эффузивов в составе акитканской серии, которые на данной стадии исследований не могут быть разделены.

Внутренняя структура свиты и характер ее разреза далеко не ясны. Мощность хибеленской свиты предполагается равной 400—800 м.

Фельзитовые порфиры повсеместно преобладают. Это темно-серые и лиловые, массивные и сланцеватые породы. На фоне тонкозернистой, часто афанитовой основной массы отчетливо выделяются порфиры во вкрапленники плагиоклаза, реже калиевого полевого шпата размером 0,2—1 см в поперечнике. В некоторых разновидностях в виде фенокристаллов встречается моноклинный пироксен. Основная масса сложена кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым

* Подробная петрографическая характеристика их дана в разделе интрузивных образований.

шпатом, в качестве второстепенных минералов присутствуют роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном и рудным; эпимагматические — агрегатом сосюрита, стильпномеаном и реже карбонатом и мусковитом. Структура порфировая, основная масса микрофельзитовая, фельзитовая, микропиклитовая. Кварцевые порфиры отличаются от фельзитовых розовато-серой окраской и появлением вкрапленников кварца. Песчаники слагают среди порфиров редкие выклинивающиеся прослои и линзы. Это серые, темно-серые породы массивной и сланцеватой текстуры: структура их псаммитовая, псефито-псаммитовая, бластопсаммитовая. Обломочная часть представлена полуокатанными и окатанными зернами кварца (40—50%) и полевых шпатов (25—30%), халцедоном и обломками эффузивов. Цемент поровый, по составу кремнисто-хлоритово-серицитовый. Туфоалевролиты слагают небольшие линзовидные прослои среди фельзитовых и кварцевых порфиров, а также наблюдаются в ксенолитах среди гранитоидов ирельского комплекса (по рекам Нижней Ирели, Ошекону, Маркиной Ирели). Это темно-серые, зеленовато-серые и грязно-вишневые породы, рассланцованные, полосчатые, иногда с реликтами косой слоистости. Структура микролепидобластовая, реликтовая бластоалевритовая. Обломочный материал туфоалевролитов представлен мелкими угловатыми зазубренными зернами кварца, полевого шпата, слюды и эффузивными породами (?). Цемент по составу кварцево-эпидотово-слоистый.

На исследованной территории хибеленская свита с более древними образованиями пространственно разобщена. По данным Н. Р. Сухановой (1961ф), она согласно залегает на малокозинской свите (по рекам Мал. и Бол. Коса).

ВЕРХНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

Байкальская серия *

Отложения байкальской серии представлены голоустенской, улунтуйской и качергатской свитами, протягивающимися вдоль западного склона Байкальского хребта, в области сочленения нагорья с платформой. Нижняя граница байкальской серии устанавливается по несогласному налеганию голоустенской свиты на среднепротерозойские образования, верхняя — проведена по подошве темно-серых слюдистых песчаников ушаковской свиты. Между собой все три свиты залегают согласно и связаны постепенными переходами.

Голоустенская свита ($Pt_3 gl$) прослеживается на западном склоне Байкальского хребта в пределах небольших изолированных участков, сохранившихся к западу от зоны тектонических нарушений, приуроченных к контакту байкальской серии и среднепротерозойских образований. Она сложена конгломератами, гравелитами и песчаниками. Установлено налегание голоустенской свиты на гранитоиды различных фаз ирельского интрузивного комплекса. На территории смежного листа О-49-XXXI (Артемьев, 1960ф) эта свита несогласно перекрывает эффузивно-терригенные образования хибеленской и чайской свит акитканской серии.

Наиболее полный разрез голоустенской свиты, залегающей с разрывом на порфирах хибеленской свиты, изучен по правому притоку р. Умбеллы (снизу вверх):

1. Остаточная кора выветривания	7—10 м
2. Конгломераты с галькой порфиров	10—15 „
3. Песчаники полимиктовые, темно-серые, с мелкой галькой порфиров и кварца	10—15 „
4. Песчаники кварцевые и кварцитовидные	60 „
Суммарная мощность по разрезу 87—100 м.	

* Байкальская серия и алданский ярус нижнего кембрия давно известны в Прибайкалье по работам М. М. Тетяева, Е. В. Павловского, А. С. Кульчицкого, В. Д. Маца и др., поэтому более подробное их описание не приводится.

Выше следуют пестроцветные песчанисто-алевритовые сланцы улунтуйской свиты. Подобный разрез свиты выдержан на всей территории листа.

Южнее (водораздел р. Джелтуя и его левого притока), на граносиенитах III фазы ирельского комплекса залегают не только базальные голоустенские конгломераты, но и перекрывающие их песчаники, что, несомненно, свидетельствует о трансгрессивном несогласии. Суммарная мощность свиты здесь около 60 м.

Далее на юг (реки Ярал, Сухая, Маркина Ирель), на размытую поверхность сильно выветрелых сиенит-порфиров I фазы ирельского комплекса налегают разнозернистые песчаники, постепенно переходящие выше по разрезу в гравелиты, состоящие из обломков подстилающих пород. Эта пачка песчаников и гравелитов мощностью 6 м* перекрывается здесь пестроцветными алевритовыми сланцами улунтуйской свиты. Резкое уменьшение мощности свиты по простиранию, очевидно, связано с существованием локального поднятия в верхнем протерозое.

Необходимо отметить, что предголоустенская остаточная кора выветривания развита лишь на отдельных участках и представляет собой продукты механического разрушения подстилающих порфиров (гранодорит-порфиров, сиенит-порфиров и др.). В составе коры наряду с обломками пород отмечаются обломки полевых шпатов, амфибола, биотита и акцессорные минералы. Среди угловатого обломочного материала встречаются также единичные гальки кварца. Цемент контактовый, местами контактово-поровый, псаммитовый.

Улунтуйская свита ($Pt_3 ul$) протягивается узкой полосой субмеридионального простирания вдоль подножия западного склона Байкальского хребта. Нижняя часть свиты представлена пестроцветной пачкой алевритовых, песчанисто-алевритовых сланцев и алевролитов, верхняя часть — известняками, сланцами с незначительными прослоями песчаников. Улунтуйская свита согласно залегает на голоустенской. Нижняя граница свиты проведена по подошве горизонта пестроцветных алевролитов.

С севера на юг мощность свиты увеличивается и в ее составе наблюдаются фациальные изменения, выразившиеся в появлении среди существенно терригенных отложений пачек карбонатных и глинисто-карбонатных пород.

Общая мощность свиты определяется в 200—250 м.

Качергатская свита ($Pt_3 kc$) слагает довольно широкую полосу субмеридионального простирания, расположенную западнее выходов улунтуйской свиты.

В нижней части свиты залегают пачки сланцев и песчаников, в верхней — песчаники с подчиненным количеством сланцев. Тонкое ритмичное переслаивание сланцев и песчаников придает флишодный характер нижней части свиты. В осадках, слагающих свиту, часто видны следы ряби и волноприбойных знаков. Качергатская свита согласно залегает на улунтуйской. Нижняя граница ее проводится довольно условно — по появлению частых, значительных по мощности, прослоев песчаников среди глинисто-карбонатных сланцев. В других районах Западного Прибайкалья (Бухаров, 1961ф; Мац, 1961ф) нижнюю границу качергатской свиты проводят по кровле последнего, выдержанного по простиранию, мощного карбонатного горизонта. Общая мощность свиты равна 320—330 м.

Палеозойская группа

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Нижнекембрийские отложения занимают западную половину исследованной территории. Они представлены терригенно-карбонатной толщей пород, расчлененной на два яруса — алданский и ленский.

* Ввиду незначительной мощности, голоустенская свита в этом районе на геологической карте показана вне масштаба.

Алданский ярус представлен терригенными породами ушаковской и мотской свит; ленский ярус сложен нерасчлененными карбонатными породами.

Алданский ярус

Ушаковская свита ($Ст_1^? us$) протягивается в виде узкой полосы субмеридионального направления вдоль подножия Байкальского хребта. Свита сложена довольно характерными слюдястыми полимиктовыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, алевролитами, реже гравелитами. В большинстве случаев ушаковская свита залегает на качергатской со скрытым несогласием. Нижняя граница свиты проводится по подошве горизонта темно-серых слюдястых песчаников.

Разрез ушаковской свиты по левому притоку р. Желтуя имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Песчаники полевошпатово-кварцевые, темно-серые, мелкозернистые, слюдястые	60 м
2. Песчаники полевошпатово-кварцевые, разномзернистые, серые, пиритизированные	7 „
3. Перерыв в обнажениях	13 „
4. Сланцы алевритовые, зеленовато-серые	8 „
5. Песчаники полимиктовые, грязно-зеленые, пиритизированные	23 „
6. Песчаники полевошпатово-кварцевые, грязно-зеленые, рассланцованные	25 „
7. Песчаники полимиктовые, слюдястые, грязно-зеленые, разномзернистые, с прослоями гравелитов	20—25 „
8. Песчаники полевошпатово-кварцевые зеленовато-серые, с прослоями алевритовых сланцев	15 „
9. Песчаники кварцевые и кварцитовидные, зеленовато-серые, переслаивающиеся с глинисто-алеваитовыми сланцами	40 „
10. Сланцы алевритово-глинистые, зеленовато-серые	25 м.
Суммарная мощность по разрезу 236—241 м.	

Выше залегает довольно мощный горизонт кварцевых и кварцитовидных песчаников мотской свиты.

С юга на север мощность свиты резко сокращается от 250—300 м до 80 м, при этом характер разреза существенно не изменяется.

Породы ушаковской свиты отличаются от качергатских пород преимущественно зеленой и зеленовато-серой окраской, полимиктовым составом, большим количеством обломков слюд, особенно на плоскостях напластования, значительно более слабой отсортированностью и окатанностью обломочного материала.

В настоящее время о стратиграфическом положении ушаковской свиты имеются различные мнения. На возможность отнесения свиты к докембрию (синию) указывают А. С. Кульчицкий, К. П. Калинин, В. Д. Мац, В. С. Аносов и др. К алданскому ярусу свиты отнесена условно.

Мотская свита слагает широкую полосу субмеридионального простирания, расположенную западнее выходов ушаковской свиты. Разрез свиты хорошо выдержан по простиранию, что позволило расчленить ее на нижнюю подсвиту, среднюю и верхнюю подсвиты объединенные. Южнее р. Маркиной Ирели мотская свита не расчленена.

Нижняя подсвита ($Ст_1 mt_1$) сложена довольно мощной монотонной толщей кварцевых и кварцитовидных песчаников с прослоями и горизонтами полевошпатово-карбонатно-кварцевых песчаников и плитчатых алевролитов.

В крайней северной части территории (бассейн р. Умбеллы) нижняя подсвита имеет мощность 90 м и представлена серыми и светло-серыми, преимущественно среднезернистыми кварцевыми и кварцитовидными, иногда пиритизированными песчаниками, с единичными, весьма маломощными прослоями плитчатых алевролитов полевошпатово-кварцевого состава. По направлению к югу мощность подсвиты увеличивается и в районе р. Желтуя достигает 150 м. Здесь она также сложена в основном кварцевыми и кварцитовидными

песчаниками, среди которых в средней части разреза появляются среднезернистые полевошпатово-карбонатно-кварцевые, иногда пиритизированные песчаники. Кроме того, в составе свиты увеличивается роль плитчатых алевролитов, которые образуют не только маломощные (до нескольких метров) прослои, но и самостоятельные горизонты мощностью до 23 м. Южнее р. Желтуя в составе подсвиты резко увеличивается содержание алевролитов. Верхняя граница подсвиты здесь неотчетливая, вследствие чего на геологической карте, в крайней южной части района, мотская свита показана нерасчлененной.

Общая мощность подсвиты колеблется в пределах 90—150 м.

Средняя и верхняя подсвиты объединенные ($Ст_1 mt_{2+3}$). Средняя часть разреза свиты представлена исключительно терригенными образованиями (песчаники, алевролиты), верхняя часть — терригенно-карбонатными породами (песчаники, алевролиты, мергели).

Разрез средней и верхней подсвит мотской свиты по правому притоку р. Умбеллы имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Песчаники кварцево-полевошпатовые, темно-серые и буровато-серые, с прослоями алевритовых и глинистых сланцев	70—80 м
2. Перерыв в обнажениях	40 „
3. Пачка переслаивающихся алевролитов, песчаников и мергелей	30 „
Суммарная мощность по разрезу 140—150 м.	

Выше следуют водорослевые известняки ленского яруса. Южнее р. Умбеллы мощность подсвит возрастает до 190—200 м.

Мотская свита нерасчлененная ($Ст_1 mt$) представлена в нижней части преимущественно кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, в верхней части — пачкой пестроцветных песчаников, алевролитов с примесью карбонатных пород. По р. Маркиной Ирели и южнее, в разрезе свиты присутствуют красноцветные алевролиты и песчаники. Нижняя граница свиты проводится по подошве горизонта кварцевых песчаников, залегающего без видимого несогласия на ушаковской свите. Общая мощность мотской свиты составляет 280—350 м.

В Северо-Байкальском районе (Мац, 1961ф; Артемьев, 1962ф; Комаров, 1962ф) аналогом мотской свиты является миньская свита, нижняя часть которой, по-видимому, соответствует жербинской свите нижнего кембрия Патомского нагорья. Артемьевым на территории листа О-49-XXXI установлено выклинивание ушаковской свиты и налегание миньской свиты непосредственно на качергатские породы.

Ленский ярус ($Ст_1 l$) представлен карбонатными породами. В предгорье Байкальского хребта они занимают крайнюю западную часть полосы распространения нижнекембрийских образований и слагают значительную часть Приленско-Киренгской возвышенности. Толща карбонатных пород отнесена к ленскому ярусу на основании стратиграфического положения и литологического сходства их с одноименными образованиями смежных районов (Артемьев, 1962ф; Суханова, 1961ф; Бухаров, 1961ф). Полный разрез отложений ленского яруса на исследованной территории не наблюдался. Частные разрезы этих отложений изучались по рекам Огневой, Умбелле, Желтуя и Курнеме. По р. Огневой наблюдается неполный разрез ленского яруса (снизу вверх):

1. Известняки мелкозернистые, розовато-серые	10—12 м
2. Известняки серые, тонкозернистые, полосчатые	3 „
3. Карбонатные брекчии серые	17—20 „
4. Известняки брекчиевидные, серые и темно-серые	200 „
5. Известковистые доломиты и доломитизированные известняки серые, мелкозернистые, тонкоплитчатые	250—300 „
6. Известняки серые и темно-серые, кальцитизированные, с резким запахом сероводорода	350—365 „

Суммарная мощность по разрезу 830—900 м.

На территории смежного листа N-49-VII (Суханова, 1961ф), где разрез ленского яруса наиболее полный, мощность этих отложений варьирует в пределах 895—1065 м.

По правому притоку р. Умбеллы и в русловых обнажениях р. Джелтуя отмечены отдельные выходы красноцветных доломитов и мергелей, взаимоотношения которых с окружающими породами неясны. Условно они отнесены к ленскому ярусу и, возможно, являются аналогами усольской свиты.

Взаимоотношение карбонатных пород ленского яруса с породами мотской свиты наблюдалось в разрезе по притоку р. Умбеллы. Здесь пачка переслаивающихся алевролитов, песчаников и мергелей мотской свиты постепенно сменяется водорослевыми и брекчиевидными известняками, по подошве которых нами проводится нижняя граница ленского яруса.

Средний — верхний отделы

Верхоленская свита (Ст₂₋₃vl) в исследованном районе не обнажена. На территории смежного листа N-49-VII свита представлена алевролитами, песчаниками с подчиненным количеством мергелей. Общая мощность свиты составляет 500—600 м.

Верхний отдел

Илгинская свита (Ст₃il) распространена в крайней юго-западной части площади листа, где она выделяется в качестве переходных слоев между верхним кембрием и нижним ордовиком. Свита представлена красно-бурыми оолитовыми известняками, обильно насыщенными песчаным материалом, красноцветными песчаниками и алевролитами. В отложениях свиты Иркутского амфитеатра известны находки трилобитов родов *Kuraspis* и *Vercholenella*, а также гастропод *Scenella compressa* Ulr. et Sc of. Возрастная принадлежность этих трилобитов неясна, остатки же гастропод *Scenella*, наряду с нижним ордовиком, известны в отложениях кембрия (Карасев, Лебедь, 1960). Отложения илгинской свиты залегают согласно с подстилающими и перекрывающими породами. Мощность свиты составляет 200—260 м (Суханова, 1961ф).

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Нижнеордовикские отложения, выделенные в районе впервые совместно с А. Н. Артемьевым и Ю. П. Цыпуковым (1960), занимают западную половину территории листа, слагая Приленско-Киренскую возвышенность. Они представлены карбонатно-терригенными образованиями, разделенными на устькутский и чуновский ярусы. Возраст этих отложений определяется находками остатков ископаемой фауны брахиопод *Finkelburgia*, гастропод *Archinasella* cf. *subrotunda*, *Archinacella* sp., *Scenella* sp., *Palaeaetmaea* sp., а также обломками раковин и подвижных щек щитов трилобитов. Фауна была найдена геологами М. А. Сендеровым (хр. Суринский), И. В. Трухановым и Л. А. Рапацкой (бассейн р. Сурины), М. П. Лобановым (бассейн р. Верхнего Ярала) и определялась Л. В. Огиенко (ИГУ). Условно к нижнему ордовику отнесена нарьяннинская свита.

Устькутский ярус

Устькутская свита сложена в нижней части существенно карбонатными породами, в верхней — терригенно-карбонатными и расчленена на две под-свиты — нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита (О₁uk₁) распространена в районе хр. Суринского, на водоразделе рек Сухой и Нижней Ирели и по р. Верхнему Яралу. В строении

подсвиты принимают участие разнообразные карбонатные и терригенно-карбонатные (песчаники, алевролиты) породы. Карбонатные породы представлены кристаллическими, оолитовыми, водорослевыми и реже ракушняковыми известняками, содержащими остатки ископаемой фауны брахиопод *Finkelburgia* sp., гастропод *Archinacella* sp., *Scenella* sp., *Palaeaetmaea* sp. На исследованной территории наибольшее распространение имеют терригенно-карбонатные породы верхней части подсвиты. По простиранию характер разреза и состав пород подсвиты довольно хорошо выдержаны.

Неполный, но хорошо обнаженный разрез подсвиты наблюдался севернее исследованной территории (в 8—10 км от границы площади листа), в районе хр. Тупица (Артемьев, 1960ф) (снизу вверх):

1. Песчаники известковистые, светло-серые	1,4 м
2. Известняки оолитовые, с остатками ископаемой фауны <i>Finkelburgia</i> sp.	2,1 „
3. Известняки микрозернистые, бледно- и грязно-зеленого цвета, с остатками ископаемой фауны <i>Finkelburgia</i> sp.	0,7 „
4. Известняки ракушняковые, серые, с обильными остатками ископаемой фауны <i>Finkelburgia</i> sp., <i>Finkelburgia</i> cf. <i>ponderora</i> A p d r., <i>Pelecypoda</i>	12,65 „
5. Известняки песчаные, оолитовые, микрозернистые, грязно-зеленые, светло-серые, с прослоями алевролитов	17,05 „
6. Известняки оолитовые, песчаные, темно-серые	2,6 „
7. Частое переслаивание известковистых песчаников темно-серых, грязно-зеленых и алевролитов грязно-зеленого цвета	50 „
8. Известняки песчаные и оолитовые, темно-серые	4,5 „
9. Частое переслаивание известковистых песчаников, алевролитов и известняков	25,6 „
10. Известняки песчано-алевролитовые, песчаные, темно-серые и серые	28,8 „
11. Переслаивание известковистых песчаников темно-серых с алевролитами грязно-зеленого цвета	11,9 „
12. Известняки водорослевые, темно-серые	5,4 „
13. Переслаивание известковистых песчаников темно-серых с алевролитами грязно-зеленого цвета	9,2 „
14. Алевролиты известковистые, светло-серые	4,0 „
15. Известняки водорослевые, темно-серого цвета	2,2 „
16. Частое переслаивание известковистых песчаников и алевролитов грязно-зеленого цвета	2,8 „
17. Переслаивание песчаных известняков темно-серых с известковистыми песчаниками и алевролитами грязно-зеленого цвета	9,0 „
Суммарная мощность по разрезу 190,0 м.	

Выше следуют известковистые песчаники с характерной окраской (меловые и розовые тона) верхней подсвиты устькутской свиты.

Из приведенного разреза отчетливо видно увеличение терригенных образований в средней и верхней частях подсвиты. Эта тенденция к увеличению количества кластического материала по направлению к кровле подсвиты четко выражается повсеместно на всей исследованной территории. Приведенная мощность подсвиты в районе хр. Тупица не является полной, так как низы разреза здесь не вскрыты. В других частях района также не удается наблюдать полный разрез нижней подсвиты и ее взаимоотношение с подстилающими породами. По данным Н. В. Сухановой (1961ф), в районе хр. Ворой (лист N-49-VII) полная мощность подсвиты равна 200 м.

Известняки сложены эллипсоидальными, округлыми, реже удлиненными оолитами, с отчетливым концентрически — скорлуповатым строением. В центре оолитов содержится обычно несколько зерен кальцита или обломков микрозернистого перекристаллизованного карбоната, иногда зерна кварца. Оболочки оолитов сложены микрозернистым и мелкозернистым карбонатом. В известняках кроме оолитов отмечаются угловатые, реже округлые обломки карбоната и примесь псаммитового и алевролитового материала. Обломочный мате-

риал и оолиты цементируются микрзернистым карбонатом. Водорослевые известняки тонкозернистые, обычно кремовые и серовато-кремовые. Водоросли размером до 30 см в диаметре слагают образования округлой формы. Отдельные тела их имеют удлиненную форму, в разрезе напоминающую собой конус. На выветрелой поверхности, реже в свежем изломе хорошо наблюдается концентрическое строение водорослей. Тела их состоят из кремнистого или карбонатно-кремнистого материала. Песчанистые и песчано-алевролитистые известняки содержат 5—10% обломочного материала, представленного кварцем, полевыми шпатами и микрокварцитами. Песчаники преимущественно карбонатные, разнозернистые, массивные.

Верхняя подсвита ($O_1 uk_2$) по составу карбонатно-терригенная. Терригенные породы представлены преимущественно серыми, грязно-зелеными и буроватыми карбонатными песчаниками и алевролитами. Реже встречаются прослои бурых аргиллитов, гравелитов, конгломератов и горизонты красноцветных косослоистых карбонатных песчаников. Карбонатные породы образуют прослои и линзы среди терригенных отложений и представлены оолитовыми и зернистыми известняками, часто содержащими примесь алевроитового и псаммитового материала. На поверхностях напластования карбонатных пород наблюдаются волноприбойные знаки и трещины усыхания.

Разрез верхней подсвиты на южной оконечности хр. Суринского представлен (снизу вверх):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Песчаники известковистые, лилового цвета, параллельно- и косослоистые, с маломощными прослоями бурых алевролитов и оолитовых известняков | 60—70 м |
| 2. Песчаники известковистые, серые, содержат тонкие прослои конгломератов и тесно переслаиваются с алевролитами известковистыми, грязно-зелеными и буровато-серыми | 25 „ |
| 3. Песчаники известковистые, серые, с прослоями алевролитов известковистых зеленовато-серого цвета | 9—10 „ |
| 4. Песчаники известковистые, розовато-серые | 8—10 „ |
| 5. Песчаники известковистые, серые, с прослоями известняков, содержащих остатки ископаемой фауны <i>Scenella</i> sp. | 5 „ |
| 6. Песчаники известковистые, серые, тесно переслаивающиеся с алевролитами серовато- и грязно-зеленого цвета | 120—140 „ |
| 7. Песчаники известковистые, розовато-серые, с прослоями алевролитов и конгломератов бурого цвета | 25 „ |
| Суммарная мощность по разрезу 252—285 м. | |

Выше залегают лиловые и малиново-красные косослоистые песчаники суринской свиты. Приведенная в разрезе мощность является неполной, так как здесь не вскрыты породы нижней части подсвиты. На территории смежного листа О-49-XXXI (Артемьев, 1960ф) нижняя часть подсвиты представлена розовато-серыми и розовыми известковистыми песчаниками. Общая мощность подсвиты составляет 370 м.

Характер разреза и состав пород верхней подсвиты устькутской свиты изменяется от платформы к нагорью в сторону увеличения количества грубо-обломочного материала.

Песчаники пестроцветные, слоистые, мелко- и среднезернистые, иногда разнозернистые. Структура псаммитовая. В составе обломков: кварц, полевые шпаты, карбонат, халцедон, серицитово-кремнистые и лимонитово-кремнистые породы, биотит, мусковит, турмалин, глауконит, циркон, сфен, единичные зерна апатита и рудный минерал. Цемент контактово-поровый и базальный, по составу карбонатный, слюдисто-карбонатный, часто с примесью лимонита. Алевролиты полимиктовые, аналогичные песчаникам, обладают неотчетливо сланцеватой текстурой. Обломочный материал песчаников и алевролитов слабо окатан, реже полуокатан. Конгломераты, встречающиеся в виде маломощных единичных прослоев среди алевролитов, являются внутрiformационными. Галька представлена подстилающими породами. Известняки микро-тонкозернистые, оолитовые, псевдооолитовые, массивные или слоистые, с примесью обломочного материала.

Суринская свита ($O_1 sr$) слагает синклиналиную структуру хр. Суринского. Отдельные выходы пород свиты прослеживаются по рекам Яралу, Сухой, Нижней Ирели. Свита сложена терригенными красноцветными породами. По своему литологическому составу и строению она подразделяется на две части, неравноценные по мощности. Нижняя, наиболее мощная часть свиты, представлена монотонной пачкой параллельно- и косослоистых красноцветных песчаников с подчиненным количеством гравелитов и гравийных конгломератов. Верхняя часть свиты сложена пачкой бурых аргиллитов, алевролитов, с прослоями лиловых и бурых песчаников. Фаунистически охарактеризована только нижняя пачка. В ней на территории листа О-49-XXXI (Артемьев, 1960ф) в районе хр. Аверичев Кряж найдены остатки цефалопод *Proterocameroceras* (определение Балашова, ЛГУ). Суринская свита залегает согласно на устькутской и связана с ней постепенными переходами. Нижняя граница проводится по подошве косослоистых буровато-красных песчаников.

Полный послыйный разрез свиты составить не удалось. Частные разрезы различных пачек свиты указывают на следующую последовательность в смене пород. Нижняя часть свиты сложена буровато-красными, темно-лиловыми косослоистыми карбонатными и кварцево-полевошпатовыми песчаниками с прослоями бурых алевролитов. Мощность пачки 50—60 м. Вверх по разрезу алевролиты постепенно исчезают, изменяется цвет, состав и структура песчаников. Темно-лиловая окраска сменяется лиловой и буровато-красной. Наряду с мелкозернистыми разновидностями, появляются грубо- и разнозернистые породы. Кроме того, они становятся слабо карбонатными и приобретают полимиктовый состав. Мощность пачки 200—275 м. Еще выше по разрезу в составе свиты появляются красноцветные разнозернистые и грубозернистые гравелистые косослоистые песчаники, с маломощными прослоями гравелитов, гравийных и мелкогалечных конгломератов. Мощность пачки 95—115 м. Завершает разрез свиты пачка переслаивающихся бурых и лиловых аргиллитов, алевролитов и песчаников. Мощность пачки 180—200 м. По простиранию с севера на юг роль песчаников в ней заметно возрастает. Отложения данной пачки без видимого несогласия перекрываются кирпично-красными пятнистыми песчаниками нарьягинской свиты. Общая мощность суринской свиты 530—600 м.

По стратиграфическому положению в разрезе нижнего ордовика, литологическим особенностям и характеру условий осадконакопления суринская свита, возможно, является стратиграфическим аналогом ийской свиты Ангаро-Ленской и Присяянской структурно-фациальных зон.

Песчаники по составу полевошпатово-кварцево-карбонатные, полимиктовые, разнозернистые, косослоистые, реже массивные. Структура их псаммитовая, псефито-псаммитовая, алевропсаммитовая. Обломочный материал слабо окатан, корродирован и представлен кварцем (30—70%), кремнистыми и серицитово-кремнистыми породами (20—35%), полевым шпатом, карбонатом, биотитом, мусковитом, глаукофаном, турмалином, цирконом и рудным минералом. Местами встречаются обломки неопределимых окаменелостей. Цемент базальный, контактово-поровый, по составу слюдисто-лимонитовый, лимонитовый, лимонитово-карбонатный, реже серицитово-хлоритово-лимонитовый. Алевролиты по составу идентичны песчаникам. Аргиллиты, преобладающие в составе верхней части свиты, часто имеют темно-коричневую окраску и содержат тончайшие прослойки и линзы зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов. Минеральный состав пород: тонкошелушчатые агрегаты гидрослюд и лимонита с примесью мелких зерен кварца, полевого шпата и обломков микрзернистых кремнистых пород. Структура пелитовая, алевропелитовая. Конгломераты мелкогалечные, состоят из плохсокатанной, часто уплощенной гальки оолитовых известняков, красноцветных песчаников и алевролитов, кварца, халцедона и микрокварцитов. Цемент песчаный. Повсеместно наблюдаются постепенные переходы от песчаников через гравелиты к гравийным конгломератам.

Нарьягнинская свита ($O_1? nr$) залегает в ядрах крупных синкли-нальных структур, сложенных породами устькутской и суринской свит. Свита представлена весьма своеобразными пятнистыми красноцветными песчаниками, с редкими прослоями бурых алевролитов и аргиллитов. По данным Н. В. Су-хановой (1962ф), она несогласно залегает на породах суринской свиты. Ниж-няя граница свиты проводится по подошве кирпично-красных пятнистых пес-чаников. Отложения фаунистически не охарактеризованы, поэтому к нижнему ордовика они отнесены условно.

Нижнюю часть разреза свиты слагают кирпично-красные и бурые песча-ники мощностью 50 м, содержащие прослои и линзы бурых алевролитов и аргиллитов. Выше по разрезу они сменяются пятнистыми кирпично-красными и лиловато-красными, нередко косослоистыми песчаниками мощностью 200—230 м. Верхняя часть разреза представлена пачкой кирпично-красных косо-слоистых песчаников, в которых совершенно исчезает пятнистость. Мощность ее около 25 м. Общая мощность нарьягнинской свиты равна 275—305 м.

В отложениях нарьягнинской свиты, подобно суринской, по простиранию с севера на юг происходит фациальное замещение тонкозернистых глинистых пород более грубозернистыми. Это особенно ярко выражено в изменении литологического состава нижней части свиты, в которой от бассейна р. Нарья-гны на юг заметно уменьшается роль аргиллитов и соответственно увеличи-вается количество песчаников. Состав и характер разреза средней и верхней частей свиты более или менее выдержаны по простиранию.

Песчаники по составу кварцевые, реже полевошпатово-кварцевые и поли-миктовые. Обломочный материал представлен кварцем (50—80%) и полевыми шпатами (до 20%); в подчиненном количестве присутствуют микрозернистые кремнистые породы, обломки микропегматитов, микрокварцитов, биотита, му-сковита, карбоната, циркона, апатита, турмалина и рудного минерала. Цемент контактово-поровый, контактовый, участками регенерационный, по составу лимонитовый, лимонитово-карбонатный, реже серпичитово-хлоритовый. Тексту-ра пород слоистая, часто косослоистая, реже массивная. Структура псамми-товая, алевропсаммитовая. На поверхности напластования песчаников наблю-даются волноприбойные знаки.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА (?)

Орночеканская свита ($D? or$) распространена на Приленско-Ки-ренгской возвышенности и наблюдается в ядрах синклинальных структур, сложенных нижнеордовикскими образованиями. Отложения свиты представ-лены красноцветными конгломератами, гравелитами и песчаниками. обосно-ванием для отнесения этих образований условно к девонскому возрасту явля-ется: несогласное залегание на кембрийских и нижнеордовикских отложениях; значительная мощность отложений, достигающая 600—700 м; характерные красные и бурые тона окраски пород; наличие растительного детрита.

Разрез свиты на водоразделе рек Сухой и Нижней Ирели имеет следую-щий вид (снизу вверх):

1. Конгломераты красноцветные, мелко- и среднегалечные, с линзовидными прослоями песчаников и гравелитов	100—150 м
2. Гравелиты и гравелистые песчаники бурые	50 ..
3. Песчаники полимиктовые, красно-бурые, среднезерни-стые	230 ..
4. Конгломераты мелкогалечные	20—25 ..
5. Песчаники полимиктовые, лиловато-бурые, среднезерни-стые, содержащие мелкие (до 1 см) гальки кварца	180—200 ..
Суммарная мощность по разрезу 580—635 м.	

Приведенная в разрезе мощность является неполной, так как здесь не вскрыта верхняя часть свиты. Общая мощность орночеканской свиты оцени-вается в 600—700 м. Установлено несогласное налегание базального горизонта конгломератов свиты на породы ленского яруса (водораздел р. Улькана и ле-вого притока р. Маркиной Ирели), а также на различные свиты нижнего

ордовика (по рекам Нижней Ирели, Сухой, Суринье). В составе гальки кон-гломератов в большом количестве установлены подстилающие породы и раз-личные породы нагорья. Разнообразный состав гальки и несогласное залегание конгломератов на кембрийских и нижнеордовикских отложениях указы-вает на значительный во времени перерыв в осадконакоплении, предшествую-щий образованию орночеканской свиты.

Мощность конгломератов свиты по простиранию с севера на юг увеличи-ваются до 200 м.

Валуно-галечный материал слабо сцементирован, хорошо окатан и весь-ма разнообразен по составу. Из осадочных пород в конгломератах присут-ствуют валуны и галька мелкозернистых кварцевых, полевошпатово-кварце-вых и полимиктовых песчаников, которые по своему внешнему облику и со-ставу соответствуют породам байкальской серии и алданского яруса. Большое количество галек представлено красноцветными полевошпатово-кварцевыми и кварцево-карбонатными песчаниками, характерными для нижнеордовикских отложений района. В гальке много оолитовых, песчанисто-оолитовых, псевдо-оолитовых, микрозернистых известняков, по-видимому, устькутской свиты и мелкозернистых доломитизированных известняков ленского яруса. Кроме того, отмечаются гранитоиды первых трех фаз ирельского интрузивного комплекса, различные фельзитовые и кварцевые порфиры акитканской серии, встречаются также гальки диабазов, габбро-диабазов и жильного кварца. Цемент представ-лен красноцветными разнозернистыми полимиктовыми песчаниками.

Песчаники, входящие в состав свиты, полимиктовые, слоистые и косослои-стые с псаммитовой и псефито-псаммитовой структурой. В составе обломков присутствуют кварц (30—40%), карбонат (20—25%), полевые шпаты (10—20%), в меньшем количестве встречаются обломки кварцевых песчаников, микросланцев, алевролитовых сланцев, гранитоидов, порфиров и слюд. Обломоч-ный материал слабоокатан и плохо отсортирован. Цемент контактово-поровый, по составу железисто-карбонатный.

Кайнозойская группа

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел (Q_1)

К нижнему отделу относятся аллювиальные отложения древних долин, которые в значительной степени размывы современными реками. Эти отложе-ния отмечены в районе левого притока р. Нижней Ирели и представлены валу-нами, галечниками и песками. Разрез и мощность древнего аллювия не выяс-нены.

Средний отдел (Q_2)

К среднему отделу отнесены ледниковые отложения на водоразделах круп-ных рек при выходе их из гольцовой области на Приленско-Киренгскую пло-скую возвышенность. Представлены они песчано-глинистым материалом, вклю-чающим большое количество хорошо окатанных валунов и галек пород на-горья. Обычно песчано-глинистый материал на сравнительно узких водораз-делах вымывается и выносятся временными водотоками и на месте остаются лишь скопления валунов в виде гряд и валов, прослеживающиеся на значи-тельные расстояния. Наличие ледникового материала на водоразделах указы-вает на древнее оледенение, возможно, покровного характера (Думитрашко, 1952).

Верхний отдел (Q_3)

К образованиям верхнего отдела относятся ледниковые и водно-леднико-вые отложения горно-долинного оледенения (Думитрашко, 1952). Наблюда-ются эти отложения в виде боковых морен по долинам рек Умбел-



лы, Кунермы, Нижней Ирели и др., а также встречаются в ледниковых цирках. Они представлены в разной степени окатанными валунами и галечниками, включенными в глинисто-песчано-щебеннистый материал. Валун, гальки и щебенка представлены породами нагорья. Мощность отложений колеблется от первых метров до 50—60 м.

Современный отдел (Q₄)

К современному отделу относятся аллювий пойм и надпойменных террас, а также озерно-болотные, пролювиальные и элювиально-делювиальные отложения.

В среднем течении р. Нижней Ирели, в террасе высотой 7 м вскрыты (снизу вверх):

1. Песок желтый, с хорошо окатанной галькой и реже валунами гранитов, порфиров и песчаников	4,3 м
2. Суглинок желтовато-серый, с галькой изверженных пород	1,5 „
3. Песок и глина желтовато-серого цвета, с галькой порфиров и осадочных пород	1,0 „
4. Почвенно-растительный слой	0,2 „

В гольцовой области широко развиты пролювиальные отложения конусов выноса временных водотоков. Высота некоторых конусов выноса достигает 25—30 м. Элювиальные и делювиальные образования распространены повсеместно. В пределах Байкальского хребта они образуют крупноглыбовые россыпи и осыпи на склонах. Мощность делювиальных образований достигает 5—6 м. Озерно-болотные отложения представлены илами и торфяниками.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования занимают восточную половину исследованной территории. ими сложен Байкальский хребет. С вмещающими породами нижнего и среднего протерозоя они имеют общий северо-восточный, близкий к субмеридиональному, структурный план. По условиям залегания, магматические образования являются интрузиями раскола, образовавшимися в период становления глубинных разломов, о чем ярко свидетельствует морфология интрузивных тел и широко проявленные в них протокластические структуры. Интрузивные образования разделяются на следующие комплексы: раннепротерозойский, среднепротерозойский, позднепротерозойский.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Муйский * интрузивный комплекс

Данный комплекс представлен породами основного и кислого состава. Эти породы распространены по рекам Окунайке, Гоуджекиту, Неручаде, Рели и Поперечной, где ими прорваны нижнепротерозойские отложения. Кроме того, они наблюдаются в ксенолитах среди гранитоидов среднепротерозойского ирельского комплекса.

Вторая фаза (β_2 — до $Pt_1 ms_2$) представлена диабазами, габбро-диабазами и кварцевыми диоритами. Дайки и небольшие пластовые тела метаморфизованных диабазов и габбро-диабазов встречаются среди пород харгуйской и иликтинской свит, а также наблюдаются в ксенолитах среди плагиогранитов III фазы муйского комплекса и гранитоидов различных фаз ирельского комплекса. На основании этих данных определяется раннепротерозойский возраст основных пород. В них интенсивно развиты: амфиболитизация, биотитизация, сосюритизация; местами первичные структуры полностью пре-

образованы (реки Рель, Поперечная и др.). Структура пород обычно немато-гранобластовая, катакластическая, реликтовая диабазовая и габбро-диабазовая.

Кварцевые диориты встречаются в ксенолитах среди плагиогранитов муйского комплекса по р. Окунайке. Это мелко-среднезернистые породы, темно-серые и зеленовато-серые с массивной, реже сланцеватой текстурой. Основные породообразующие минералы — плагиоклаз и роговая обманка — сильно изменены и располагаются или в реликтах, или по вторичным минералам. В незначительных количествах отмечаются кварц и калиевый полевой шпат, что, возможно, указывает на принадлежность их к кварцевым диоритам. Из аксессуарных минералов присутствуют магнетит и пирит. Структура их гипидиоморфно-зернистая, в сланцеватых разновидностях появляется нематогранобластовая. На контакте с гранитами, в диоритах наблюдается серия мелких кварцевых и аплитовых прожилков.

Третья фаза ($\gamma Pt_1 ms_3$) представлена биотитовыми гранитами и плагиогранитами, слагающими неправильные, часто вытянутой формы тела, жилы и инъекции в породах иликтинской свиты, с которыми они совместно смяты в складки, что позволяет считать их синорогенными образованиями.

Биотитовые граниты — это светло-серые, иногда с зеленоватым оттенком лейкократовые породы, средне- и мелкозернистого или неотчетливо порфировидного сложения. Текстура чаще линейно-параллельная, реже массивная. Главными минералами гранитов являются: плагиоклаз (35—40, редко 50%), калиевый полевой шпат (30—35%), кварц (25—30%), биотит (1—5%). Аксессуарные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом и магнетитом; вторичные минералы — серицитом, мусковитом, хлоритом, эпидотом, лейкоксеном. В плагиогранитах калиевые полевые шпаты отмечаются в резко подчиненном количестве. Структура катакластическая, реликтовая гипидиоморфно-зернистая, иногда порфировидная. Раннепротерозойский возраст гранитов, отнесенных к муйскому комплексу, устанавливается налеганием на них базальных конгломератов малокошинской свиты (Артемьев, 1960ф).

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Ирельский интрузивный комплекс

На исследованной территории впервые в составе ирельского комплекса выделены четыре фазы: к первой фазе относятся порфировидные гранодиориты, диориты, гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры; ко второй — порфировидные и гигантопорфировидные граниты, граносиениты, кварцевые монциты, пегматоидные граносиениты, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и кварцевые порфиры; к третьей — граносиениты, граниты, граносиенит-порфиры, пегматиты, аплиты и, наконец, к четвертой фазе — аляскитоидные граниты, граносиениты, гнейсограниты, гранитогнейсы и аплиты. В восточной части Байкальского хребта в зоне смятия расчленил ирельский комплекс не удается, ввиду наложенного динамотермального метаморфизма. Выделение различных фаз внутри ирельского комплекса нами обосновано соотношением указанных выше пород, а также на основании сопоставления с аналогичными интрузивными образованиями смежных районов (Артемьев, 1960—1961ф; Суханова, 1961ф).

Первая фаза ($\gamma \xi$ — $\delta Pt_2 ir_1$) представлена гранодиоритами, диоритами, гранодиорит-порфирами, сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами. Наиболее типичными из них являются гранодиориты и гранодиорит-порфиры. Все перечисленные породы тесно связаны друг с другом постепенными переходами и залегают в массивах неправильной, удлиненной или изометричной формы. Значительная часть их наблюдается в виде пород кровли II и III фаз ирельского комплекса.

Становление интрузий I фазы, очевидно, происходило в гипабиссальных и субвулканических условиях. Гранитоиды с хорошо раскристаллизованной основной массой закартированы в осевой части Байкальского хребта (по ре-

* В Западном Прибайкалье известен под названием кочериковского.

кам Дельбичинде и Кунерме). На западном склоне хребта наибольшее распространение имеют субвулканические * образования.

Взаимоотношения гранитоидов I фазы с нижнепротерозойскими образованиями неизвестны, ввиду их пространственной разобщенности. С осадочно-вулканогенными образованиями хибеленской свиты установлены рвущие контакты (Власов, 1962ф), а в ряде случаев и постепенные переходы. Последние отмечаются также Артемьевым (1960ф) и Комаровым (1962ф).

Гранодиориты распространены по рекам Дельбичинде и Кунерме. Это темно-серые, реже серые породы, в основной массе которых отчетливо выделяются прямоугольные, оваловидные и неправильной формы вкрапленники светло-серого или белого плагиоклаза, реже розовато-серого калиевого полевого шпата размером от 1 до 5 мм по длинной оси. Количество вкрапленников обычно составляет 15—20% объема породы. Основная масса мелко- и среднезернистая. Минеральный состав пород следующий: плагиоклаз (40—45%), калиевый полевой шпат (20—25%), кварц (10—20%), роговая обманка (10—15%); акцессорные минералы представлены апатитом (до 2%), сфеном, цирконом, титаномagnetитом, реже ортитом.

Из вторичных минералов отмечаются агрегат сосюрита, биотит, альбит и стильномелан. Структура порфириовидная, с гилпидиоморфнозернистой, реже аллотриоморфнозернистой основной массой, местами отмечается игольчато-микронефгатитовая структура. Центральную часть массива гранодиоритов слагают диориты. Это темно-серые среднезернистые порфириовидные породы массивной или сланцеватой текстуры, с характерным пятнистым расположением темноцветных минералов. Структура призматически-зернистая, порфириовидная, участками игольчато-микронефгатитовая и гилпидиоморфнозернистая. Минеральный состав диоритов: олигоклаз — андезин (45—60%), калиевый полевой шпат (5—10%), роговая обманка (15—20%), кварц (7—12%), апатит (1—2%), сфен, циркон и рудный минерал. С увеличением количества кварца диориты переходят в гранодиориты.

Гранодиорит-порфиры слагают как самостоятельные субвулканические интрузии, так и сопровождают краевые и апикальные части массивов порфириовидных гранодиоритов (по рекам Дельбичинде, Кунерме). Они отличаются от порфириовидных разновидностей более мелкозернистой основной массой, отчетливо выраженной порфириовой структурой. Состав и петрохимические особенности их тождественны порфириовидным гранодиоритам.

Граносиениты и граносиенит-порфиры распространены главным образом по рекам Умбелле, Джелтуу, Кунерме и Нижней Ирели. Это серые и темно-серые с розоватым оттенком породы порфириовидного или порфириового сложения, массивной и сланцеватой текстуры. Основная масса тонко- и мелкозернистая, иногда с хорошо различимыми в ней зернами кварца, полевого шпата, роговой обманки и биотита. Фенокрсты калиевого полевого шпата и плагиоклаза, размером 3—4 мм, равномерно распределены в основной массе и имеют прямоугольную, оваловидную, реже неправильную, чаще удлиненную форму. Количество вкрапленников составляет 15—20% объема породы. Минеральный состав пород: калиевый полевой шпат (45—55%, местами до 60%), плагиоклаз (20—25%), кварц (10—12%), роговая обманка (5—7%), биотит (3—4%); из акцессорных минералов отмечаются титаномagnetит, апатит, циркон и сфен. Вторичные минералы представлены альбитом, серицитом, субщелочной роговой обманкой, агрегатом сосюрита и стильномеланом. Структура порфириовая и порфириовидная, в основной массе гилпидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, пойкилитовая, с участками игольчато-микронефгатитовой и псевдосферолитовой. В порфириовидных разновидностях величина зерен

* Термин «субвулканические» образования употребляется в понятии А. А. Полканова, который разделяет интрузивные тела на несообщавшиеся с дневной поверхностью (собственно плутоны) и тела, сообщавшиеся с дневной поверхностью (субвулканы). Гипабиссальные интрузии также формируются на небольшой глубине, но в отличие от субвулканов не сообщаются с дневной поверхностью.

основной массы составляет от 0,5—0,8 до 1—1,5 мм, в порфириовых — меньше 0,1 мм.

Граносиенит-порфиры связаны постепенными переходами с сиенит-порфирами. Содержание калиевого полевого шпата в последних достигает 70—80%.

Внешний облик пород I фазы «палеотипный», что обусловлено автометаморфическими изменениями. Плагиоклаз повсеместно деанортитизирован и переполнен мелкими включениями эпидота, серицита, хлорита; калиевый полевой шпат альбитизирован, по роговой обманке обычно развивается железистый биотит и хлорит. Рудный минерал местами превращается в мелкозернистый агрегат сфена и лейкокосена.

Гранитоиды I фазы кроме автометаморфических изменений породообразующих минералов подвержены воздействию контактового метаморфизма за счет внедрения гранитоидов последующих интрузивных фаз ирельского комплекса и динамометаморфизму в зонах смятия.

В зонах контактового воздействия гранитоиды I фазы содержат новообразования мелкозернистого зеленого биотита, субщелочной роговой обманки, а также наблюдается частичная перекристаллизация основной массы с образованием гранобластового агрегата.

На исследованной территории, а также в различных районах Северо-Западного Прибайкалья поля развития субвулканических интрузий I фазы ирельского комплекса пространственно тяготеют к порфирам среднего и субщелочного состава, встречающимся в хибеленской свите. Кроме того, отчетливо выражено их химическое родство: высокое содержание щелочей, особенно калия, перенасыщенность кремнеземом, преобладание железа над магнием.

На основании пространственной связи интрузивных образований I фазы и порфиров в составе хибеленской свиты, а также принимая во внимание их близкое химическое родство, сходство внешнего облика, минерального состава и структурных особенностей, можно предполагать общность питающего магматического очага, из которого образовались гипабиссальные и субвулканические интрузивы и произошло излияние лав и потоков.

В зоне смятия (осевая часть Байкальского хребта) породы I фазы изменены в условиях зеленокаменной и эпидот-амфиболитовой фаций динамометаморфизма с образованием катаклазитов, милонитов, порфириидов, бластомилонитов.

Вторая фаза ($\gamma - \nu \xi \text{Pt}_2 \text{Ir}_2$) представлена порфириовидными и гигантопорфириовидными граносиенитами, гранитами, кварцевыми монзонитами, пегматондными граносиенитами, гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, кварцевыми порфирами. Они слагают значительные по размерам массивы по рекам Верхнему Яралу, Яралу, Нижней Ирели, Рели и Слюдянке. В экзоконтакте гранитоиды I фазы и породы хибеленской свиты слабо ороговикованы. В восточной части хребта гранитоиды II фазы прорывают метаморфические образования харгитуйской и иликтинской свит. Среди гранитоидов II фазы наиболее распространены граносиениты. Установлена некоторая приуроченность граносиенитов к центральным частям массивов (бассейны верхнего течения рек Ярала, Верхнего Ярала, Нижней Ирели). Периферические части массивов преимущественно сложены гранитами.

Граносиениты состоят из микроклина (50—65%), олигоклаза № 20—23 (15—18%), кварца (10—15%), амфибола (5—10%), биотита (1—2%); из акцессорных минералов присутствуют: апатит, сфен, циркон, ортит, рудный минерал. Вторичные минералы представлены биотитом, серицитом, хлоритом, стильномеланом, эпидотом, субщелочной роговой обманкой и лейкокосеном. Структура порфириовидная гилпидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, микронефгатитовая, со следами протоклаза.

Микроклин образует крупные (до 1,5—2 см) вкрапленники и мелкие (до 0,4—0,6 мм) неправильные или изометричные зерна. Повсеместно микроклин переполнен мелкими включениями альбита и темноцветных минералов и имеет отчетливое решетчатое строение.

Граниты генетически тесно связаны с граносиенитами взаимопереходами и в большинстве случаев слагают краевые части массивов. Макроскопически,

в отличие от граносиенитов, обнаруживают большее количество видимого кварца и нередко также имеют светло-серую окраску.

Кварцевые монциты распространены лишь на восточном склоне хребта по рекам Бире, Неручанде, Гоуджекиту и Слюдянке. Это серые, иногда темно-серые порфировидные породы со среднезернистой основной массой. Порфировидные выделения размером до 0,8—1,0 см в поперечнике составляют 10—15% объема породы, имеют прямоугольную форму и представлены светло-серым, с голубоватым оттенком плагиоклазом, реже розовато-серым микроклином. Минеральный состав кварцевых монцитов: олигоклаз — андезин (30—35%), микроклин (35%), кварц (10—12%), роговая обманка (10—12%), пироксен (до 5%); акцессорные минералы — ортит, апатит, циркон и рудный минерал. Эпимагматические минералы: альбит и биотит. Структура порфировидная, основной массы — неотчетливо призматическозернистая. Местами в зонах метаморфизма обнаруживается лепидогранобластовая структура.

Пегматоидные граносиениты слагают довольно крупный массив на водоразделе рек Верхнего Ярала и Ярала. Это серые и розовато-серые грубозернистые породы с крупными (до 2,5 мм и более) выделениями розового микроклина. Текстура сланцеватая, реже массивная. Структура гетерогранобластовая, гранобластовая, реликтовая порфировидная, гипидиоморфнозернистая. Кроме микроклина, являющегося главным минералом, отмечается кварц (5—10%), плагиоклаз (15—18%), роговая обманка (5—7%) и биотит. В значительных количествах содержится апатит, флюорит, ортит, циркон и рудный минерал, а также редкоземельные минералы (монацит, ксенотим, иттрофлюорит, активный циркон). Вторичные процессы выражены в интенсивной фельдшпатизации, альбитизации и флюоритизации.

Гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и кварцевые порфиры слагают самостоятельные субвулканические интрузии и являются также краевыми фациями, образовавшимися в приповерхностных условиях, в массивах порфировидных гранитов и граносиенитов. Широкое развитие эти породы имеют по рекам Нижней Ирели, Ошекону и Маркиной Ирели. Для данной группы пород присуща отчетливая порфировая структура, темно-серая, реже розовато-серая окраска и микроструктура (от скрытокристаллической до яснозернистой) основная масса. Порфировые вкрапления размером до 0,4—0,5 мм представлены розовато-серым микроклином и водяно-прозрачным кварцем с характерным голубоватым оттенком. Форма вкраплений округлая, изометричная. В пределах одного и того же массива удалось установить изменение структуры пород от центральной части к периферии. В центральной части структура порфировидная, микропегматитовая, гипидиоморфнозернистая, с величиной зерен основной массы до 1,0—1,5 мм. К краевой части массива структура переходит в порфировую, в основной массе — микрогранитную, местами микропегматитовую, нередко фельзитовую. Наряду с изменением структуры, отмечается уменьшение содержания темноцветных компонентов и резкое увеличение в порфировых разностях кварца с идиоморфными очертаниями.

Гранитоиды II фазы (как и гранитоиды I фазы) несут отчетливые следы кристаллизации магмы на различных глубинах. В одних случаях становление магмы происходило в гипабиссальных условиях (восточная и осевая части Байкальского хребта), в других — в приповерхностных условиях (западный склон Байкальского хребта) и, наконец, в третьих — магма, по-видимому, имела выходы на дневную поверхность, образуя покровы эффузивов, содержащих прослои осадочно-вулканогенных образований (последние слагают хибеленскую свиту южнее р. Маркиной Ирели).

В зоне смятия, проходящей в осевой и восточной частях Байкальского хребта, гранитоиды II фазы изменены в условиях зеленокаменной и эпидот-амфиболитовой фаций динамометаморфизма, с образованием катаклизитов, милонитов, бластомилонитов и очковых ортогнейсов.

Возрастное положение гранитоидов II фазы устанавливается на основании эруптивных контактов с породами I фазы и многочисленными фактами прорывания их гранитоидами III фазы.

Третья фаза ($\gamma - \gamma_e Pt_2 Ir_3$) представлена граносиенитами, гранитами, граносиенит-порфирами, аплитами и пегматитами, связанными между собой

взаимопереходами. В зависимости от глубины эрозионного среза картируются либо среднезернистые неотчетливо порфировидные гранитоиды глубинной фации, либо породы порфирового сложения гипабиссальной фации. Гипабиссальные гранитоиды слагают обычно краевые и апикальные части крупных массивов по рекам Умбелле, Огневой, Желтую, Кунерме, где они пространственно тяготеют к водоразделам этих рек. Глубинные гранитоиды слагают центральную часть массивов, вскрытых главным образом по долинам указанных рек. На площади соседнего листа О-49-XXXI ими сложен довольно крупный массив (окунайская интрузия), прослеживающийся на десятки километров в субмеридиональном направлении. Многочисленные штоки, дайки и жилы гранитоидов III фазы наблюдаются в различных частях западного склона Байкальского хребта, в породах хибеленской свиты и в гранитоидах I и II фаз прельского комплекса.

Контакты с вмещающими породами обычно пологие, резкие, неровные, с отчетливыми экзо- и эндоконтактовыми изменениями. Часто во вмещающих породах наблюдаются афизы и инъекции, а в гранитоидах имеются ксенолиты вмещающих пород (по рекам Умбелле, Окунайке, Огневой, Нижней Ирели). Экзоконтактовые изменения обычно выражены в ороговикании, местами в интенсивной перекристаллизации вмещающих пород. Ширина зоны ороговикания пород хибеленской свиты колеблется от нескольких сантиметров до 15—20 м (бассейн р. Окунайки); мощность зон перекристаллизации гранитоидов I фазы в бассейнах рек Желтуя и Кунермы при пологих контактах интрузива достигает нескольких сотен метров. Эндоконтактовые изменения также проявлены весьма широко и выражены в образовании гибридных пород (граносиенитов), повсеместно наблюдающихся вблизи контактов с породами хибеленской свиты и гранитоидами I фазы (бассейны рек Желтуя, Кунермы, Верхнего Ярала).

В составе интрузии III фазы наиболее распространены граносиениты. Это розовые и розовато-серые средне- и крупнозернистые породы, неотчетливо порфировидного сложения, массивной и гнейсовидной текстурой. Порфировидные выделения микроклина размером 0,4—1,0 см в поперечнике довольно редки, имеют неотчетливые очертания и неравномерно распределены в основной массе. Форма их прямоугольная, реже неправильная. Основная масса средне-крупнозернистая. В ней равномерно распределены мелкощупчатый биотит и наблюдаются скопления неправильной и изометричной формы роговой обманки. Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, местами микропегматитовая. Минеральный состав граносиенитов: калиевый полевой шпат (65—70%), альбит-олигоклаз (5—10%), кварц (10—15%), биотит (3—5%), роговая обманка; из акцессорных минералов отмечаются магнетит, апатит, сфен, циркон, реже ортит. Основные породообразующие минералы обычно замещаются альбитом, серицитом, гидробиотитом, реже эпидотом.

Граниты располагаются обычно в периферической части массивов. В центральной части массива наблюдается тесная перемежаемость гранитов и граносиенитов. По внешнему облику граниты почти не отличаются от граносиенитов и распознаются по степени насыщенности кварцем. Минеральный состав гранитов: калиевый полевой шпат (45—55%), кварц (25—30%), плагиоклаз (10—15%), биотит, роговая обманка, магнетит, апатит. Эпимагматические минералы: серицит, субщелочная роговая обманка, альбит. Вблизи вмещающих пород в эндоконтакте часто наблюдаются лейкократовые мелкозернистые и аплитовидные граниты, имеющие нередко постепенные переходы в среднезернистые порфировидные разности.

Граносиенит-порфиры и реже гранит-порфиры представляют собой розовато-серые, розовые, реже светло-серые, иногда малиново-красные породы с отчетливо выраженной порфировой структурой. Основная масса тонко- и мелкозернистая. Порфировые вкрапления калиевого полевого шпата размером 3—5 мм в поперечнике очерчены резко, неравномерно распределены и имеют прямоугольную, угловатую, иногда изометричную форму. Минеральный состав граносиенит-порфиров: калиевый полевой шпат (45—75%), кварц (15—25%), олигоклаз № 13—20 (3—10%), биотит, роговая обманка; из ак-

цессорных минералов — апатит, циркон, магнетит и флюорит. Эпимагматические минералы — альбит, серицит, стильпномелан, гидробиотит и эпидот. Структура порфириовидная и порфириовая, в основной массе микропегматитовая и микрографическая, иногда со следами протоклаза.

Жилы производные III фазы сравнительно немногочисленны и представлены аплитами, пегматитами и реже кварцевыми жилами. В большинстве случаев они пространственно приурочены к интрузивным массивам и реже встречаются во вмещающих породах.

Аплиты слагают дайки и жилы мощностью от нескольких метров до 100—150 м. Простираются тел преимущественно северо-западное или субширотное. Прослеживаются по простиранию от первых десятков метров до 1,5—2,0 км (р. Нижняя Ирель).

Пегматиты не имеют широкого распространения и, как правило, встречаются в самих гранитоидных массивах в виде одиночных жил и небольших полей (по р. Верхнему Яралу). Контакты жил большей частью резко секущие, прямолинейные. Отмечаются также жилы (обычно линзовидной формы) с постепенными переходами в гранитоиды. Мощность жил непостоянная, варьирует от нескольких сантиметров до 0,5—0,7 м, реже до 1—1,5 м. По простиранию и падению жилы не выдержаны и часто выклиниваются.

Кварцевые жилы маломощные (0,3—0,7 м), не выдержаны по простиранию и сложены серым и молочно-белым безрудным кварцем. В результате катаклаза кварц приобретает мозаичную и гранобластовую структуру.

Широкий диапазон особенностей гранитоидов III фазы (от полнокристаллических до порфиров), по-видимому, свидетельствует о различных глубинных условиях становления магмы. Нижняя возрастная граница интрузий III фазы устанавливается на основании прорывания ими гранитоидов I и II фаз ирельского комплекса пород хибеленской свиты. В бассейне р. Джелтуя гранитоиды III фазы перекрыты голоуспенской свитой.

В центральной части хребта гранитоиды III фазы подвержены динамометаморфизму с образованием бластомилонитов и ортогнейсов.

Четвертая фаза (γ — $\gamma\delta Pt_2Ir_4$) представлена аляскитоидными гранитами, граносиенитами и гнейсогранитами, аплитами, имеющими широкое распространение в осевой и восточной частях Байкальского хребта (реки Окунайга, Кунерма, Гоуджекит, Слюдянка и Рель), где они слагают узкие линейно вытянутые массивы субмеридионального или северо-восточного направления. На западном склоне хребта гранитоиды IV фазы слагают небольшие штоки и дайки субширотного и северо-западного простирания. Морфология интрузивных тел и линейная вытянутость массивов отчетливо указывает на трещинный характер этих интрузий. Совершенно очевидно, что внедрение гранитоидов происходило по глубинной тектонической зоне и опережающим ее разломом. Вмещающими породами гранитоидов данной фазы являются нижнепротерозойские осадочно-метаморфические образования и гранитоиды трех предшествующих фаз ирельского комплекса.

Внедрение их в гнейсо-сланцевую толщу нижнего протерозоя обуславливает образование значительных полей инъекционных гнейсов и мигматитов, часто с пегматитовой структурой. П. Б. Дедюхиным на листе N-49-II отмечено скарнирование карбонатных пород абчадской свиты и широкое развитие полей инъекционных гнейсов и мигматитов вблизи гранитных массивов данной фазы. Контакты гранитоидов IV фазы с породами хибеленской свиты и гранитоидами предшествующих фаз ирельского комплекса обычно крутые, резкие, прямолинейные, иногда слабо волнистые. Во вмещающих породах наблюдаются многочисленные апофизы, прослеживающиеся от нескольких сантиметров до 10—15 м. Изменения вмещающих пород выражены в слабой перекристаллизации, в новообразовании мелкочешуйчатого зеленовато-бурого биотита и широким развитием процессов микроклинизации.

Граниты, граносиениты и их гнейсовидные аналоги — это обычно розовато-серые, серые и светло-серые породы, мелко- и среднезернистого сложения, лейкократового облика. Текстура тонкополосчатая, гнейсовидная, редко массивная. Граносиениты имеют следующий состав: калиевый полевой шпат (50—55%), альбит-олигоклаз (20—25%), кварц (15—20%), биотит до 3%.

Акцессорными минералами являются ильменит, магнетит, сфен; встречаются также циркон, апатит, ортит и молибденит. Структура гипидноморфнозернистая, переходная в гранобластовую, со следами протокластической, иногда неотчетливо порфириовидной. Размер зерен основной массы варьирует от 0,4 до 1,5 мм. Вторичные изменения выражены в альбитизации калиевого полевого шпата с образованием шахматного альбита и в слабой серицитизации плагиоклаза. Биотит иногда замещается мусковитом. По трещинкам катаклаза повсеместно проявлен флюорит.

Граниты связаны постепенными переходами с граносиенитами и пространственно приурочены к зоне смятия в восточной части Байкальского хребта, где они, как правило, преобразованы процессами динамометаморфизма в гнейсограниты.

Гнейсограниты, в отличие от массивных разновидностей, характеризуются линейно-параллельной (полосчатой) текстурой, обусловленной взаимопараллельной ориентировкой пластинчатого биотита. Кроме того, в них отмечается несколько больше кварца (до 30—35%). Вторичные изменения порообразующих минералов выражены в альбитизации калиевого полевого шпата, серицитизации плагиоклаза и мусковитизации биотита. Структура гранобластовая, лепидогранобластовая и нематогранобластовая, реликтовая гипидноморфнозернистая. В зонах интенсивного динамометаморфизма в гранитах реликты первичных структур почти совершенно исчезают и они определяются как ортогнейсы.

Аплиты слагают жилы и дайки и наблюдаются в самих гранитоидных массивах и во вмещающих породах. Простираются даек разнообразное, преимущественно северо-восточное. Минеральный состав аплитов: альбит, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, реже мусковит. В зоне динамометаморфизма аплиты приобретают гнейсовидную (полосчатую) текстуру.

К аляскитоидным гранитам породы отнесены на основании щелочного состава полевых шпатов, слабой насыщенности темноцветными минералами и значительного содержания кварца.

Нижняя возрастная граница гранитоидов IV фазы определяется на основании прорывания ими гранитоидов предшествующих фаз. Верхний предел возраста неясен, ввиду пространственной разобщенности их с породами байкальской серии.

Ирельский интрузивный комплекс нерасчлененный (γ — $\gamma\delta Pt_2Ir$)

Данный комплекс представлен гранитами, граносиенитами и гранодиоритами, измененными в условиях эпидот-амфиболитовой фации динамометаморфизма в зоне смятия. Местами породы превращены в бластомилониты и ортогнейсы. В заключение необходимо отметить некоторые петрохимические особенности гранитоидов ирельского комплекса.

Пересчеты химических анализов (таблицы 1, 2) методом Заварицкого показывают:

1) числовая характеристика v значительна по величине (10—12) для гранитоидов I фазы и невелика (3—4) для гранитоидов III и IV фаз; в то время как для пород II фазы она имеет промежуточное значение и равна 5—6. Это указывает на закономерное уменьшение основности пород от фазы к фазе и значительную роль фемических минералов в гранитоидах I фазы с последовательной тенденцией к уменьшению их содержания к гранитоидам IV фазы, что, в свою очередь, обуславливает меланократовый облик пород I фазы и лейкократовый облик гранитоидов III и IV фаз;

2) от I к IV фазе намечается закономерное уменьшение содержания магния в железисто-магнезиальных алюмосиликатах. В цветной части пород железо во всех случаях преобладает над магнием;

3) от I к IV фазе в полевошпатовых алюмосиликатах уменьшается содержание анортитовой составляющей (от 2—3 до 0,5—0,9);

4) все анализируемые гранитоиды ирельского комплекса характеризуются избытком кремнезема, везде имеется небольшое количество свободного

Таблица 1

Химический состав гранитоидов ирельского комплекса

Оксиды	Весовое содержание, %*			
	I	II	III	IV
SiO ₂	62,00	68,93	72,39	74,00
TiO ₂	0,80	0,39	0,25	0,23
Al ₂ O ₃	14,58	14,26	13,68	12,38
Fe ₂ O ₃	3,20	1,34	0,57	1,20
FeO	4,90	2,55	2,17	1,78
MnO	0,14	0,07	0,04	0,04
MgO	1,07	0,31	0,45	0,25
CaO	3,35	1,65	0,82	0,79
Na ₂ O	3,37	3,60	3,12	3,55
K ₂ O	4,88	5,96	5,75	5,54
P ₂ O ₅	0,50	0,20	0,10	0,07
П. п. п.	0,72	0,72	0,50	0,27
Сумма	99,51	100,49	99,84	100,09

* Среднее содержание по 10 анализам.

Таблица 2

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Анализ	a	c	b	s	f'	m'	c'	a	n	Q
I	15,2	2,5	10,7	71,6	69,9	16,2	13,9	—	49,4	11,0
II	16,2	1,2	5,3	77,3	69,1	11,8	19,9	—	48,3	20,7
III	14,9	0,9	4,4	79,8	62,3	14,6	—	23,1	46,5	29,7
IV	15,1	0,5	3,4	81,0	73,0	12,5	14,5	—	45,0	30,0

I—гранодиориты и гранодиорит-порфиры I фазы
 II—граносиениты и граносиенит-порфиры II фазы
 III—граниты и граносиениты III фазы
 IV—гнейсограниты IV фазы

кварца. При этом отмечается закономерное нарастание пересыщенности кремнезема от I фазы к III и IV фазам. Величина Q, равная в среднем величинам 2—15, характерна для пород I фазы и возрастает до значения 25—30 для пород III и IV фаз;

5) светлая часть всех пород ирельского комплекса (по соотношению a : c) характеризуется преобладанием щелочных полевых шпатов над кальциевыми и, судя по параметру n, в ней преобладают калиевые полевые шпаты;

6) по петрохимическим особенностям гранитоиды всех четырех фаз ирельского комплекса характеризуются повышенной щелочностью.

Таким образом, можно считать, что магматическая деятельность, включая интрузивные и эффузивные образования, в среднем протерозое характеризовалась в целом направленным развитием от фазы к фазе и при всем своем петрографическом разнообразии (от диоритов до кислых эффузивов) имела ясно выраженные общие особенности в химическом, минералогическом и структурном отношениях.

Дайки

Среднепротерозойские дайки основных пород ($\beta\mu - \nu\beta Pt_2$) представлены диабазами и габбро-диабазами.

Они прорывают эффузивно-терригенные породы хибеленской свиты и гранитоиды ирельского комплекса. В поле развития пород байкальской серии они не отмечались. Простираение даек обычно северо-западное, субмеридиональное, реже северо-восточное. Мощность их колеблется от 1—2 до 100—150 м. По простиранию они прослеживаются от нескольких десятков метров до 2—3 км. Контакты с вмещающими породами отчетливые, обычно прямолинейные, часто осложненные тектоническими срывами. Некоторые дайки имеют зональное строение от центра к периферии. Центральные части сложены средне- и крупнозернистыми породами, в периферических частях они приобретают тонкозернистое, иногда порфировое строение, при этом нередко изменяют состав до микродиоритов.

Диабазы и габбро-диабазы — это темно-серые, зеленовато-серые породы, массивной, иногда сланцеватой текстуры. Они состоят из плагиоклаза, пироксена, роговой обманки; из аксессуарных минералов присутствуют апатит, сфен и титаномagnetит; вторичные минералы — агрегат соссорита, лейкоксен. Структура диабазовая, габбро-диабазовая.

В осевой и западной частях Байкальского хребта диабазы и габбро-диабазы подвержены процессам динамометаморфизма с образованием катаклазированных и милонитизированных разновидностей и амфиболитов.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Баргузинский интрузивный комплекс

Первая фаза ($\xi - \nu\delta Pt_3 br_1$) представлена габбро-диоритовыми диоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцититами и сиенитами, залегающими в виде даек и небольших штоков (малых интрузий) в зоне смятия среди метаморфизованных гранитоидов ирельского комплекса. Интрузивные тела перечисленных пород вытянуты в северо-восточном и субмеридиональном направлении, согласно общему структурному плану района. Контакты их с ниже- и среднепротерозойскими метаморфическими образованиями довольно отчетливые и неровные. Вмещающие породы (гнейсограниты и ортогнейсы) испытывают контактное воздействие, выраженное в слабой альбитизации и мусковитизации. Некоторые массивы дифференцированы по составу: центральные части их сложены габбро-диоритами и доритами; ближе к окраинным частям располагаются кварцевые монцититы и сиениты (бассейн р. Рели).

Диориты наиболее распространены по рекам Гуджекиту, Бире, Неручанде. Это темно-серые, черные и темно-зеленые породы средне- и крупнозернистого сложения, обладают массивной (в эндоконтактовых частях) текстурой. Структура призматически-зернистая, гипидиоморфнозернистая, местами офитовая, иногда неотчетливо порфировидная. Минеральный состав диоритов: плагиоклаз (андезин № 40—46), моноклиновый пироксен, роговая обманка; аксессуарные минералы — апатит, magnetит, альменит, циркон, пирит, сфен и ортит. Эпимагматические минералы: субщелочная роговая обманка, биотит и агрегат соссорита. В некоторых разновидностях диоритов присутствуют в незначительных количествах кварц и калиевый полевой шпат, что обуславливает их переходы в кварцевые диориты и сиенито-диориты. По мере увеличения основности плагиоклаза и количества темноцветных компонентов диориты переходят в габбро-диориты. Кварцевые монцититы имеют незначительное распространение и обычно располагаются в краевых частях габбро-диоритовых массивов, реже образуют самостоятельные небольшие массивы (0,5×1,0 км). Сиениты были встречены в правом борту р. Рели. Это серые крупнозернистые породы массивной текстуры. Они сложены калиевым полевым шпатом (65—70%), плагиоклазом (10—15%), рого-

вой обманкой (15—20%); из аксессуарных минералов встречается апатит, циркон, сфен и рудный минерал. Структура гипидиоморфнозернистая.

Химические анализы габбро-диоритов и диоритов показывают преобладание цветной части пород над светлой, при этом в составе цветной части основную роль играют магнезиально-железистые компоненты.

Сложный петрографический состав малых интрузивных тел среднего и основного состава, по-видимому, обусловлен явлением гибридизации (за счет ассимиляции вмещающих пород преимущественно субщелочного состава) и менее вероятно, что усложнение строения и состава этих интрузий связано с нормально протекающей кристаллизационной дифференциацией магмы.

Возраст малых интрузий устанавливается на основании прорывания их гранитами даванской интрузии, а также при наличии активных контактов между ними и гранитоидами ирельского комплекса.

Дайки довыренского комплекса

Довыренский интрузивный комплекс ($\sigma Pt_3 dv$) представлен пироксенитами (горнблендитами). Дайки этих пород встречаются в двух случаях в бассейне р. Окунайки. Это зеленовато-черного цвета породы среднезернистые, состоящие из роговой обманки и редких зерен моноклинного пироксена; из аксессуарных минералов встречаются: апатит, сфен и магнетит. Структура панидиоморфная. Наличие реликтов моноклинного пироксена, а также форма зерен, далеко не характерная для роговой обманки, — все это указывает на несомненное образование горнблендитов по пироксенитам.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Даванская интрузия ($\gamma - Pt_3 dn$) представлена гранитами, аплитами и пегматитами. Небольшие штоки (1,5×3,0 км), дайки и жилы биотитовых и лейкократовых гранитов в зоне смятия (осевая часть Байкальского хребта) прорывают динамометаморфизованные гранитоиды ирельского комплекса. Простираение даек и большинства жил, а также вытянутость массивов, обычно согласные с направлением зоны смятия. Эрозионный срез в районе распространения этих гранитов незначительный и вскрыл лишь сравнительно неглубокие горизонты интрузивов и зоны экзоконтактов с максимальным проявлением жильных дериватов. Это лейкократовые светло-серые, серые, реже розовато-серые породы равномерно мелко- и среднезернистого сложения с массивной, иногда неотчетливо линейной текстурой.

Минеральный состав гранитов: калиевый полевой шпат (30—35%), альбит-олигоклаз (30%), кварц (30—35%), биотит (до 3%), из аксессуарных присутствуют ортит, сфен, апатит, циркон, тантало-ниобаты и рудный минерал. Вторичные изменения выражены весьма слабо и проявлены в серицитизации плагиоклаза. Структура гипидиоморфнозернистая, аплитовидная. Среди мелкозернистых гранитов встречаются пегматонидные разновидности с крупными (до 0,5 см) выделениями микроклина (амазонита). Химический состав гранитов показывает высокое содержание кремнезема и низкое содержание магния, кальция и железа; светлая часть пород резко преобладает над цветной. В составе щелочных полевых шпатов преобладает натриевый компонент.

Жильные производные, генетически связанные с гранитами даванской интрузии, многочисленны и разнообразны по составу. Среди них отмечаются аплиты, амазонитовые и обычные пегматиты, гидротермально-метасоматические зональные кварцевые и кварцево-полевошпатовые жилы и жилы молочно-белого кварца (более поздней генерации). Возможно, что телетермальными проявлениями этих интрузий, наблюдающихся на значительном удалении от них, являются кварцевые жилы с кальцитом, флюоритом, бацитом, цеолитом, пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и др. Карбонатно-кварцевые жилы с сульфидами встречаются также среди пород байкальской серии и уже на территории листа N-49-VII несут полиметаллическое оруденение.

В пространственном размещении жильных образований наблюдается следующая зональность: аплиты и амазонитовые пегматиты гранитной структуры располагаются вблизи гранитных массивов, слагая иногда обособленные участки с максимальным проявлением маломощных пегматитовых жил. На некотором удалении (3—4 км) наблюдаются либо довольно мощные (до 10—15 м) отчетливо зональные гидротермально метасоматические кварцевые жилы (участок Даван), либо маломощные (до 1,0 м) неотчетливо зональные кварцевые и кварцево-полевошпатовые жилы (бассейны рек Слюдянки, Рели, Окунайки). Наконец, в 7—10 км от гранитов появляются жилы, состоящие из молочно-белого сливного кварца.

Аплиты наблюдаются преимущественно во вмещающих породах, часто слагая зальбанды пегматитовых жил. В составе аплитов присутствуют калиевый полевой шпат, плагиоклаз и кварц; из аксессуарных встречается апатит, циркон и рудный минерал. Структура аплитовая, гипидиоморфнозернистая.

Пегматиты приурочены к выходам гранитов и аплитов и реже наблюдаются на некотором удалении от них. Мощность жил варьирует от 0,3 до 1,0—1,5 м. Форма их разнообразна: линзовидная, неправильная и шпиропоподобная. С вмещающими породами жилы имеют согласные и секущие контакты. В строении жил иногда выражена неотчетливая зональность. Центральные части жил обычно сложены крупными (до 10—12 см) выделениями амазонита, ближе к периферии жил следует крупнозернистая оторочка микроклинново-кварцевого состава, зальбанды большинства жил представлены аплитами. Переход крупнозернистого пегматита в аплиты либо постепенный, либо довольно резкий. Это нежно-бирюзового цвета породы, крупнозернистого строения. Амазонит имеет хорошую огранку, размер кристаллов от 5—6 до 10—12 см по длинной оси. Кварц водяно-прозрачный, дымчатый или молочно-белый, образует крупные (до 1,0 см) зерна неправильной формы. Минеральный состав пегматитов: плагиоклаз — обычно альбит (30—65%), микроклин (10—30%), кварц (20—40%), биотит, мусковит, роговая обманка; из аксессуарных отмечается магнетит, ильменит, гранат, апатит, флюорит, реже циркон, тантало-ниобаты и берилл. Структура порфириовидная, гипидиоморфнозернистая, пегматитовая, участками аплитовая.

Гидротермально-метасоматические кварцевые жилы имеют линзовидную и оваловидную (в плане) форму и характеризуются зональным строением: центральная часть жилы сложена молочно-белым моноклинным кварцем, который сменяется по направлению к зальбандам серым, водяно-прозрачным, иногда дымчатым, отчетливо зернистым кварцем. В нем содержатся небольшие разрозненные блоки микроклина. В зальбандах некоторых жил наблюдается кварцево-полевошпатовая или кварцево-полевошпатово-слюдистая оторочка. Из слюд присутствует черный биотит и светло-зеленый мусковит. Характерно также присутствие магнетита, ильменита, сиреневого флюорита, бирюзового амазонита и темно-зеленого берилла. Околожилные изменения значительны по мощности (до 2—3 м) и выражены альбитизацией, мусковитизацией и окварцеванием вмещающих пород.

Кроме того, встречаются маломощные жилы неотчетливо выраженного зонального строения, сложенные мелкозернистым дымчатым и водяно-прозрачным кварцем с редкими кристаллами микроклина, слюды и ильменита.

Жилы молочно-белого сливного кварца наблюдаются на значительном удалении от гранитов главным образом в зоне зеленокаменной фации динамометаморфизма (западный склон Байкальского хребта). Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 1,5—2,0 м. Жилы выдержаны по падению и простиранию, прослеживаются на несколько десятков метров, залегают чаще согласно со главнейшими вмещающими породами. Среди них отмечаются безрудные и минерализованные жилы с пиритом, гематитом, флюоритом.

Дайки

Дайки и ветвящиеся жилы меланократовых шонкинитов ($v\delta$) неустановленного возраста залегают среди ортогнейсов среднего протерозоя в бас-

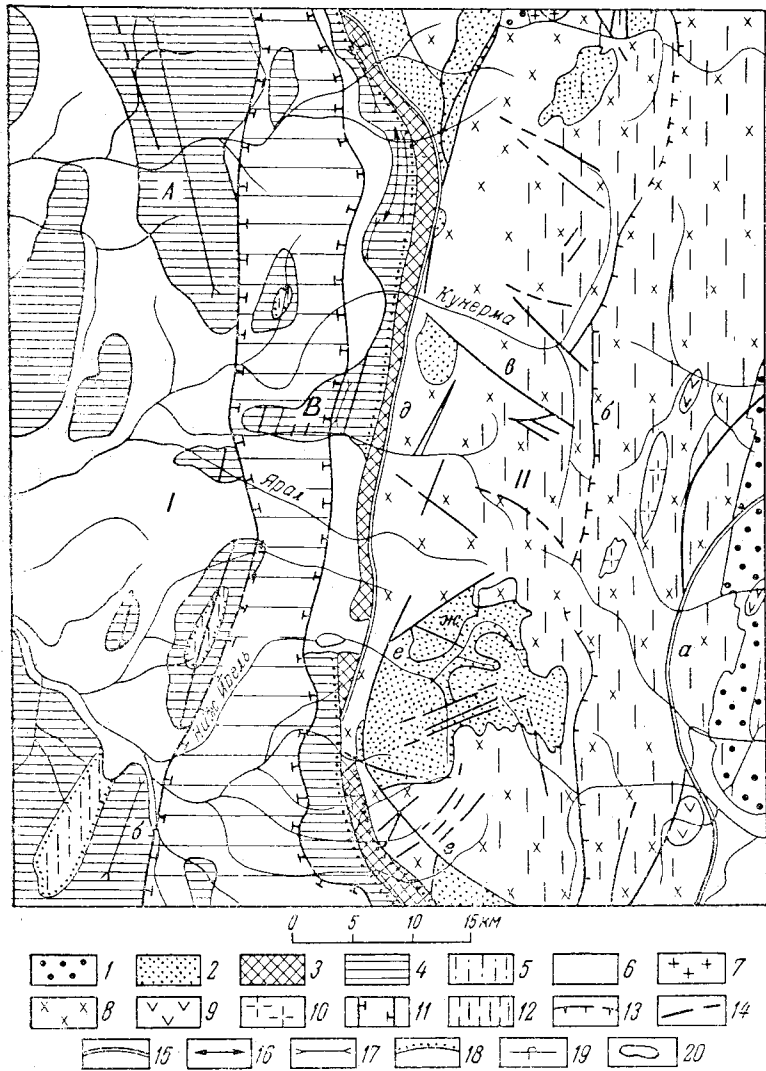


Рис. 1. Тектоническая схема

1 — нижнепротерозойский структурный ярус; 2 — среднепротерозойский структурный ярус; 3 — верхнепротерозойский структурный ярус; 4 — каледонский структурный ярус; 5 — среднепалеозойский (?) структурный ярус; 6 — четвертичные отложения; 7 — раннепротерозойские интрузии; 8 — среднепротерозойские интрузии; 9 — позднепротерозойские интрузии среднего и основного состава; 10 — раннепалеозойские интрузии; 11 — мезо-кайнозойская депрессия; 12 — Даванская зона смятия; 13 — надвиги и взбросо-надвиги; 14 — сбросы и взбросы; 15 — мезо-кайнозойские разломы; 16 — оси антиклинальных складок; 17 — оси синклинальных складок; 18 — граница несогласного залегания отло-

сейне р. Неручанды. Мощность тел варьирует от нескольких десятков сантиметров до 1,5—2,5 м. Это темно-серые породы мелко- и среднезернистого сложения с неотчетливо сланцеватой текстурой. Главными породообразующими минералами их являются пироксен (55—60%) и рудный (20—25%). Последний представлен магнетитом и ильменитом. В качестве второстепенных минералов отмечаются: роговая обманка (7—10%) и калиевый полевой шпат (до 5%); из аксессуарных минералов присутствуют ортит, монацит, ксенотим, циркон, апатит и сфен. Структура пород нематогетерогранобластовая, реликтовая панидиоморфнозернистая, сидеронитовая.

Пироксен моноклинный (эгирин-эвгит). Представлен неправильными и изометричными зернами, окрашенными в зеленый цвет. Плеохроирует от светло-зеленого по Ng до бледно-зеленого Np; $c:Ng=64-66^\circ$; $2V=70-72^\circ$; угол спайности 93° ; $Ng'=1,734-1,736$; $Np'=1,714-1,717$; $Ng'-Np'=0,020-0,019$.

Метаморфизм пород выражен в рассланцевании, в амфиболитизации и биотитизации пироксена, альбитизации калиевого полевого шпата и в интенсивном окварцевании.

ТЕКТОНИКА

Взгляды исследователей на тектонические структуры и геологическое развитие Прибайкалья были в значительной мере дискуссионными и носили противоречивый характер.

По П. А. Кропоткину (1875 г.), И. Д. Черскому (1881 г.), Э. Зюсу (1906 г.), В. А. Обручеву (1926 г., 1927 г.), Байкальская горная область, в которую входит исследованная территория, являлась докембрийским материковым ядром («древнее темя Азии»), вокруг которого последовательно нарастали орогенные зоны. Иных взглядов придерживались Л. Делонэ, М. М. Тетяев, Д. В. Наливкин и др., которые отрицали идею «древнего темя Азии». По их мнению, Байкальская горная область является типичным каледонским сооружением.

Н. С. Шатский (1932 г.) относил Байкальскую горную область к зоне так называемой «байкальской складчатости», сформировавшейся в позднем докембрии или в начале кембрия. По мнению Е. В. Павловского (1948 г., 1956 г.), окончательное оформление складчатости в Байкальской горной области произошло к концу кембрия.

Согласно взглядам Л. И. Салопы (1956 г., 1958 г.) на месте архейского кристаллического фундамента в нижнем протерозое была заложена геосинклинальная система (байкалиды), завершившая свое существование в среднем кембрии.

Территория листа N-49-I, расположенная на границе Байкальской складчатой зоны и Сибирской платформы, охватывает части двух крупных геологических структур: краевого геантиклинального поднятия и Ангаро-Ленского прогиба (рис. 1).

Краевое геантиклинальное поднятие известно в Западном и Северо-Западном Прибайкалье под названием Байкальского антиклинория. Изученная территория расположена в пределах западного крыла антиклинория. В строении его принимают участие докембрийские образования, подвергшиеся нескольким этапам складкообразования, каждому из которых соответствуют определенные ярусы.

Нижнепротерозойский структурный ярус. Отложения харьгуйтуйской и иликтинской свит накапливались в геосинклинальных условиях

жений; 19 — зоны опрокинутых залегающих слоев; 20 — граница между основными геологическими структурами. I — Ангаро-Ленский прогиб; II — краевое геантиклинальное поднятие. А — Суринская синклиналь; Б — Ирельская синклиналь; В — Верхнеаральская серия складок; Г — Слюдянская синклиналь; а — Рельская взброс; б — Куверминский взбросо-надвиг; в — Осинский сброс; г — Умбелская система надвигов; д — взбросо-надвиг у края нагорья; е — Ошкконско-Маркинский разлом; ж — Нижнеирельский надвиг

байкалид (по Салопу, 1958 г.). Накопление осадков сопровождалось активной вулканической деятельностью. С орогенезом в конце нижнего протерозоя связано внедрение синорогенных интрузий кочериковского комплекса. Нижнепротерозойские отложения в крайней восточной части района слагают периклинальное окончание крупной синклинали структуры с углами падения крыльев 30—50°. Большая часть складки находится за пределами исследованной территории. Ядро синклинали (лист N-49-П) сложено породами иликтинской свиты, а крылья — харгитуйской свиты. Северо-западное крыло и область периклинального замыкания синклинали на исследованной территории большей частью уничтожены интрузиями ирельского комплекса и оборваны разломами. Простираание оси складки северо-восточное (20—25°).

Гнейсы и сланцы, слагающие синклинали, смяты в изоклинальные, запрокинутые на северо-запад, второстепенные складки, осевые плоскости которых наклонены на юго-восток под углом 45—60°. Простираание осей мелких складок северо-восточное (20—25°). Шарниры их погружены на северо-восток, что указывает на общее погружение структуры в этом направлении. Амплитуда складок варьирует в широких пределах: от первых сантиметров до нескольких метров и десятков метров. Кроме того, довольно часто наблюдаются птигматитовые узоры, плейчатость и разлинзование пород.

В бассейне р. Окунайки породы иликтинской свиты смяты в линейные изоклинальные складки северо-западного простираания (290—310°) и опрокинуты на юго-запад.

Среднепротерозойский структурный ярус. Восходящие вертикальные движения в среднем протерозое привели к общему воздыманию района, что обусловило накопление красноцветных отложений и излияние субаэральных эффузивов акитканской серии. Одновременно с этим начинается длительный этап тектономагматической деятельности, проявившийся в формировании гипабиссальных и субвулканических гранитоидов ирельского комплекса, генетически тесно связанных с эффузивами хибеленской свиты. Выделение конкретных складок в полосе развития эффузивов хибеленской свиты пока затруднительно, так как однообразный литологический состав порфиритов не позволяет обнаружить в них элементы первичной текстуры. Однако севернее (лист O-49-XXXI), где в составе хибеленской свиты отмечается большое количество пирокластических и осадочных пород, удается выделить ряд пологих (15—30°), часто асимметричных линейных складок, разбитых системой сбросов и взбросов. Простираание складок близкое к меридиональному. Размах крыльев складок не превышает 1—2 км. Шарниры их полого погружаются к северу. В основном же для среднепротерозойских образований характерно широкое развитие дизъюнктивных нарушений, выразившихся зонами дробления, расщепления и развальцевания.

Верхнепротерозойский структурный ярус. В пределах Прибайкальского краевого прогиба (по Салопу, 1958 г.) в верхнем протерозое в завершающие этапы геосинклинали развития происходит накопление прибрежных и мелководных отложений байкальской серии, залегающих с резким несогласием на среднепротерозойских образованиях. В этот период активная тектоническая деятельность глубинного разлома, проходящего в осевой части Байкальского хребта, по-видимому, сопровождалась внедрением гранитов даванской интрузии.

Породы байкальской серии смяты в линейные прямые, местами наклоненные и опрокинутые складки различных порядков, вплоть до плейчатости. Опрокидывание складок наблюдается на северо-запад, т. е. в сторону платформенных сооружений, что свидетельствует о перемещении масс в этом направлении. Ядра сильно сжатых складок сопровождаются разрывными нарушениями. Амплитуда большинства крупных складок варьирует от 100 до 500 м. Углы падения крыльев колеблются в пределах от 40 до 80°. Простираание осей складок обычно субмеридиональное. Для пород байкальской серии характерно быстрое изменение залегания слоев от нормального через вертикальное к опрокинутому. Углы падения опрокинутых слоев достигают 40°. Смена залегания слоев по простираанию обычно происходит в интервале 1,0—2,0 км.

Ангаро-Ленский прогиб занимает западную половину изученной территории. Формирование прогиба, по-видимому, относится к началу палеозойской эры и продолжается вплоть до среднего палеозоя*.

Об этом свидетельствует накопление в прогибе терригенных молассоподобных формаций (часто красноцветных) нижнего кембрия, ордовика и девона (?). Структурные ярусы в пределах прогиба были сформированы в каледонский и девонский (?) этапы складчатости.

Каледонский структурный ярус. В пределах Ангаро-Ленского прогиба в кембрии и нижнем ордовике накапливались карбонатно-терригенные отложения типично субплатформенных фаций. Общность структурного плана и отсутствие явного несогласия (особенно углового и азимутального) в отложениях кембрия и нижнего ордовика позволяет рассматривать их в одном структурном ярусе, который, возможно, был сформирован в каледонский этап складчатости. В пределах этого яруса по характеру складок пространственно хорошо выделяются две зоны.

В полосе, примыкающей к нагорью (первая зона), отложения нижнего кембрия и нижнего ордовика смяты в узкие и глубокие линейные складки (бассейны рек Огневой, Кунермы, Верхнего Ярала и др.), унаследованные, по-видимому, от структур верхнепротерозойского яруса. Местами (по рекам Умбелле, Ошекону) наблюдаются наклонные и опрокинутые складки. Простираание осей складок в пределах первой зоны преимущественно субмеридиональное, иногда с отклонениями к северо-востоку или северо-западу. Углы падения крыльев складок обычно крутые (50—70°). Ширина складок составляет 150—200 м. Шарниры складок часто ундулируют. В поле распространения нижнекембрийских отложений ядра складок местами сопровождаются разрывными нарушениями.

К западу от нагорья в глубь платформы зона узких линейных складок постепенно сменяется зоной широких и пологих складок, среди которых встречаются асимметричные сундучные и гребневидные складки, реже брахискладки (по рекам Джелтую, Ошекону), характерные для переходных областей от геосинклинали к платформам. Крупные складки осложнены мелкой складчатостью различных порядков и местами (бассейн р. Верхний Ярал и др.) разбиты системой тектонических нарушений на ряд блоков. Наиболее крупными складками являются: суринская и ирельская синклинали и верхнеяральская серия складок.

Суринская синклинали, выделенная в районе хр. Суринский и Аверичев краж. Эта складка ограничена, по-видимому, с запада и востока тектоническими нарушениями и в современном рельефе выражается как горст. Ядро складки сложено породами нарьягнинской свиты, крылья — породами суринской и устькутской свит. Видимый размах крыльев составляет 10—12 км. Стрение складки асимметричное: ее западное крыло погружено под углом 35—50°, тогда как углы падения восточного крыла составляют 12—20°. Ось складки имеет северо-западное простираание (340—350°). Шарнир ее под углом в 10—15° воздымается в юго-восточном направлении. Осложняющие складки более высоких порядков имеют амплитуду до 600 м с падением крыльев под углом 10—20°. Простираание осей складок северо-западное.

Ирельская синклинали закартирована в нижнем течении р. Нижней Ирели и сложена отложениями нижнего ордовика. Большая часть этой складки находится за пределами исследованной территории. Ядро и западное крыло ее перекрыты девонскими отложениями. Углы падения восточного крыла складки колеблются в пределах 10—20°. Простираание оси складки северо-восточное (15—20°).

В бассейне р. Верхнего Ярала отложения ордовика смяты в крутые узкие антиклинали с углами падения крыльев 50—70° и широкие синклинали с углами падения крыльев 25—30°. Простираание осей складок субмеридиональное.

* Е. В. Павловский (1959) такие структуры на границах платформ и складчатых областей выделяет в особую категорию — зон перекратонных опусканий.

Размах крыльев синклиналией составляет 500—1000 м, антиклиналей 200—300 м. Углы падения погружения шарниров складок 10—20°.

Среднепалеозойский (?) структурный ярус. Накопление терригенных грубообломочных красноцветных отложений, условно отнесенных к девону, происходило в Ангаро-Ленском прогибе, в континентальных и лагунарных условиях. Обычно девонские (?) отложения слагают ядра синклинальных структур и залегают с резким несогласием на отложениях кембрия и нижнего ордовика. На фоне общего, сравнительно пологого залегания синклинальных структур наблюдаются асимметричные складки линейного типа шириной до 1 км. Углы падения крыльев складок колеблются от 18— до 30°. Простиране осей северо-восточное (20—25°). На водоразделе рек Сухой и Нижней Ирели вблизи разлома крутизна падения крыльев складок резко возрастает (до 40—50°).

Кайнозойский структурный ярус охватывает рыхлые четвертичные отложения, распространенные главным образом на Приленско-Киренской плоской возвышенности и местами заходящие далеко в глубь нагорья.

В кайнозойское, возможно, даже и в позднемезозойское время, сводовое поднятие Байкальского хребта сопровождалось заложением депрессии между хребтами Байкальским и Суринским. В формировании депрессии первостепенную роль, по-видимому, играли разломы, проявившиеся у края нагорья и в районе хр. Суринского. Выполнена депрессия преимущественно ледниковыми образованиями (валуны, галечники, пески); в современную эпоху является ареной аккумуляции пролювиальных, аллювиальных и делювиальных отложений, поступающих с Байкальского и Суринского хребтов.

Разрывные нарушения на исследованной территории многочисленны и разновозрастны. Эти нарушения типа зон смятия, сбросов, надвигов, взбросо-надвигов, сбросо-сдвигов мы со значительной степенью условности делим на три основные возрастные группы: нижне-среднепротерозойскую, верхнепротерозойскую-нижнепалеозойскую и мезо-кайнозойскую. Древние разрывные нарушения устанавливаются по довольно мощным зонам дробления и перекристаллизации пород. Молодые разрывы обычно хорошо выражены в рельефе и прослеживаются по аэрофотоснимкам. Некоторые молодые нарушения унаследованы от древних. Разрывные нарушения контролируют редкометалльную и полиметаллическую минерализацию.

По-видимому, древним и крупным нарушением является Даванская зона смятия*, прослеживающаяся в виде полосы шириной 10—20 км вдоль Байкальского хребта. Динамометаморфизованные породы зоны смятия в исследованном районе предшественными исследователями относились либо к древним архейским образованиям (Дзинкас, 1954ф; Суханова, 1954ф), либо их возраст определялся как нижнепротерозойский (Жидков, 1957ф). При детальном изучении нам удалось установить состав первоначальных пород, на которые наложен динамометаморфизм. Как выяснилось, процессам динамометаморфизма подвержены главным образом гранитоиды различных фаз ирельского комплекса, дайки основных пород, эффузивы хибеленской свиты и нижнепротерозойские осадочно-метаморфические образования. Севернее, на простирании даванской зоны смятия, в бассейне р. Бал. Мини М. М., Мануйловой (1960) установлено широкое проявление динамотермального метаморфизма в вулканогенных породах акитканской серии. Степень проявления динамометаморфизма неравномерная, увеличение интенсивности процессов перекристаллизации пород наблюдается с запада на восток, т. е. от платформы в глубь нагорья. Зональность проявления динамометаморфизма ярко выражена в образовании различных метаморфических фаций, закономерно располагающихся в зоне смятия (рис. 2).

Неизменные породы западной части Байкальского хребта по мере приближения к зоне смятия испытывают дробление, рассланцевание и частичную

* Зона выделена нами впервые при геологическом картировании. По-видимому, она аналогична многим другим зонам Прииртышья, Урала, Кавказа и др., которые рассматриваются как типичные зоны глубинных разломов или зоны смятия (Ажгирей, 1952 г.).

перекристаллизацию дробленного мелкозернистого агрегата. Продуктами динамометаморфизма являются катаклазированные и милонитизированные породы, различные сланцы и тектониты, сланцеватые blastsмилониты и порфириды. Реликты первичных структур в них обычно хорошо сохраняются. В стадии

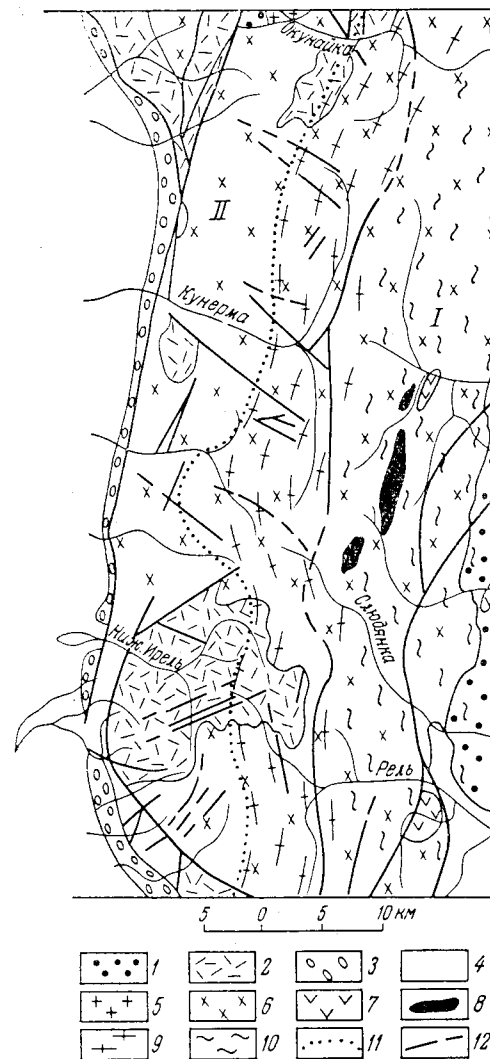


Рис. 2. Схема метаморфизма и размещения металлогенических зон в пределах нагорья

1 — нижнепротерозойские осадочно-метаморфические образования; 2 — хибеленская свита; 3 — байкальская серия; 4 — четвертичные образования; 5 — раннепротерозойские интрузии; 6 — среднепротерозойские интрузии; 7 — позднепротерозойские интрузии среднего и основного состава; 8 — раннепалеозойские интрузии; 9 — зеленокаменная фация динамотермального метаморфизма; 10 — эпидот-амфиболитовая фация динамотермального метаморфизма; 11 — граница металлогенических зон; 12 — разломы. I — зона высокотемпературных гидротермальных процессов с рудной минерализацией бериллия, ниобия, молибдена и редких земель; II — зона средне- и низкотемпературных гидротермальных процессов с рудной минерализацией полиметаллических руд, радиоактивных элементов, флюорита, реже редких земель.

рассланцевания обычно образовались тонкополосчатые, листоватые тектониты, в которых часто совершенно отсутствуют реликты первичных структур (верховья рек Ярала, Верхнего Ярала, Нижней Ирели и др.). По степени изменения все они соответствуют зеленокаменной фации метаморфизма. Направление сланцеватости пород почти всегда совпадает с плитчатой системой трещин отдельности. В свою очередь, направление сланцеватости и трещин отдельности параллельно осям складок, в которые часто собраны метаморфические породы. Это, как указывает Дж. Ф. Тернер (1951 г.), позволяет связывать

перекристаллизацию и возникновение ориентированных структур с явлением динамометаморфизма.

Внутри зоны смятия (осевая и восточная части Байкальского хребта) первоначально раздробленные породы, по-видимому, были погружены на значительную глубину и их дальнейшее преобразование в бластомилониты и ортогнейсы происходило при повышении температуры и давления. Наблюдающаяся в породах сланцеватость, образованная в результате милонитизации, в условиях динамотермального метаморфизма осложняется кристаллизационной сланцеватостью.

Минеральные ассоциации (полевые шпаты, кварц, амфибол, биотит, эпидот) продуктов динамотермального метаморфизма (бластомилониты, ортогнейсы и амфиболиты) характеризуют эпидот-амфиболитовую фацию метаморфизма.

Химические анализы неизмененных гранитоидов ирельского комплекса, а также бластомилонитов и ортогнейсов по ним, порфиоров и порфиритов показывают, что перекристаллизация пород происходила преимущественно без существенного привноса вещества. Местами в измененных породах отмечается повышенное содержание окиси калия, что, очевидно, связано с процессами фельдшпатизации.

Изменение пород и интенсивность рассланцевания и перекристаллизации весьма непостоянны в поперечном сечении зоны и по простиранию. К западу и востоку от центральной части зоны смятия, среди глубоко метаморфизованных пород встречаются отдельные тела (макробудины) и линзы слабо измененных пород. Ориентировка этих линз соответствует простиранию зоны. Их размер варьирует от нескольких метров до 5—7 км.

О характере внутренней тектонической структуры зоны смятия и направлениях тангенциальных усилий можно судить по наблюдающимся складкам волочения и линейной ориентировке стресс-минералов, которая обычно параллельна осям складок. Складки волочения с амплитудой от нескольких сантиметров до 5—10 м в бассейне р. Окунайки имеют северо-восточное (20°) простирание. Осевая плоскость падает на северо-запад, крутизна падения крыльев складок составляет 30—60°, погружение шарниров на северо-восток под углом 30°. Анализируя элементы складчатости, можно предположить направление тангенциальных усилий с северо-запада.

История геологического развития зоны смятия (глубинного разлома) характеризуется длительностью и многоэтапностью формирования: 1) различный структурный план и своеобразные особенности литологического состава нижнепротерозойских образований, разделенных глубинным разломом, дают основание предполагать, что время заложения зоны смятия относится к нижнему протерозою. Этот глубинный разлом в дальнейшем остается активным в течение нескольких этапов складчатости; 2) в среднепротерозойский этап глубинный разлом и оперяющие его ветви контролируют внедрение интрузий ирельского комплекса; 3) в верхнепротерозойский этап складчатости активизация глубинного разлома обусловила интенсивное проявление динамометаморфизма в гранитоидах ирельского комплекса, породах хибеленской свиты и регионально метаморфизованных породах нижнего протерозоя; 4) после завершения этапа смятия произошло внедрение посторогенных гранитов даванской интрузии; 5) верхнепротерозойский — нижнепалеозойский этап в пределах зоны смятия проявился в формировании Кунерминского надвига и разрывных нарушений по рекам Слюдянке, Рели; 6) в мезо-кайнозойское время неотектоническими движениями сформирован современный рельеф Байкальского хребта.

Даванская зона смятия представляет большой практический интерес, так как она контролирует редкометалльные рудопроявления. Она в какой-то мере предопределяла формирование и развитие дизъюнктивных нарушений в окружающих породах. Некоторые нарушения унаследовали направление глубинного разлома, другие являются его оперяющими и обычно имеют северо-западное простирание.

Сопутствующим зоне смятия довольно крупным разрывным нарушением древнего заложения является Осинский сброс, прослеживающийся по левобережью р. Кунермы. На юго-востоке он ограничен Кунерминским надвигом,

на северо-западе проходит по руслу р. Кунермы, где перекрыт аллювиальными и ледниковыми отложениями. Фиксируется разлом по зоне милонитизированных гранитоидов I фазы ирельского комплекса и линейным магнитным аномалиям. Мощность зоны милонитизации достигает 150—200 м. Азимут падения плоскости разлома на северо-восток (10—15°), под углом 70—85°. Время заложения разлома определяется внедрением по ослабленной зоне даек и небольших штоков гранитоидов III фазы ирельского комплекса, имеющих характерную вытянутость интрузивных массивов и ориентировку жильных образований вдоль линии разлома. Более поздние подвижки по разлому контролируют внедрение даек диабазов и гидротермальную минерализацию (пирит, галенит, флюорит и кварц). Другие, более мелкие разрывные нарушения древнего заложения северо-западного простирания фиксируются в бассейнах рек Дельбичинды, Верхнего Ярала и Ярала.

В верхнепротерозойский и нижнепалеозойский этапы складчатости происходит возобновление подвижек по ранее заложённым дизъюнктивным нарушениям и образование новых разрывов. Наиболее крупными из них являются: Кунерминский взбросо-надвиг, серия крутых надвигов в бассейне рек Умбеллы, Огневой, Джелтуя и в бассейнах рек Нижней Ирели, Маркиной Ирели и Ошкена. В нижнепалеозойское время заложены многочисленные разрывные нарушения в нижнекембрийских и ордовикских отложениях.

Кунерминский взбросо-надвиг наблюдается в осевой части Байкальского хребта и прослеживается с севера на юг через всю территорию листа и за его пределы. В бассейне рек Кунермы и Дельбичинды он отчетливо картируется как надвиг и выражен уступом в рельефе; южнее (рек Слюдянка, Рель) он переходит во взбросо-надвиг. По р. Кунерме падение поверхности надвига на восток и северо-восток довольно пологое (18—35°), а по рекам Слюдянке и Рели крутое (40—50°). Породы лежачего крыла (гранитоиды I фазы ирельского комплекса) милонитизированы и превращены в тектонические брекчи. Гнейсо-граниты висячего крыла слабо катаклазированы. Ширина полосы измененных пород составляет 300—400 м.

Умбелльская серия разрывных нарушений (типа крутых надвигов) располагается в верховьях рек Умбеллы, Огневой и Джелтуя. В бассейне р. Умбеллы надвиг подковообразно обрамляет гранитоиды I и III фаз ирельского комплекса. Падение поверхности надвига на северо-запад под углом (35—40°). Значительные изменения претерпели порфиры хибеленской свиты, залегающие в висячем крыле надвига. Мощность дробленых и рассланцованных пород составляет 400—500 м. Местами отмечается интенсивное окварцевание. Восточнее надвига проходит тектоническая зона (взброс) интенсивного дробления и рассланцевания в породах хибеленской свиты. Мощность катаклазированных пород достигает 150—200 м. Простирание зоны северо-восточное (35°). Падение поверхности взброса на запад преимущественно крутое (50—70°), наряду с этим отмечается и пологое (20—40°). За пределами северной границы территории листа эта зона переходит в пологий надвиг (Артемьев, 1960ф).

Серия параллельных чешуйчатых надвигов отмечается в бассейне р. Нижней Ирели. В рельефе они не выражены и устанавливаются по зонам дробления пород мощностью до 40 м. Падение поверхности надвигов на юго-восток под углом 15—20°. Протягиваются они на 5—12 км.

В поле развития нижнеордовикских отложений широко развиты сбросы. На водоразделе рек Кунермы и Верхнего Ярала, вблизи края нагорья, по тектоническому шву наблюдается соприкосновение известняков ленского яруса и пород верхней подсвиты устькутской свиты. В пределах разлома породы дробления, местами превращены в тектонические брекчи с кальцитовым цементом. Серия сбросов северо-восточного простирания выявлена по рекам Верхнему Яралу, Сухой и Нижней Ирели. На водоразделе рек Улькана и Маркиной Ирели отложения нижнего ордовика разбиты тектоническими нарушениями северо-восточного простирания на ряд блоков. Амплитуда вертикального смещения по основному разлому составляет около 600 м (из разреза выпадает верхоленская свита и часть разреза илгинской свиты). Вдоль разлома породы милонитизированы, в них много зеркал скольжения. Верхняя

возрастная граница тектонических нарушений устанавливается на основании перекрытия их отложениями девона (?).

Мезо-кайнозойские разрывные нарушения. Крупное нарушение типа взбросо-надвига прослеживается вдоль подножия западного склона Байкальского хребта, на границе пород байкальской серии с породами нагорья и фиксируется милонитами, катаклазом пород, интенсивным окварцеванием и местами сульфидной минерализацией. Кроме того, нарушение хорошо дешифрируется по аэрофотоснимкам и фиксируется линейными магнитными аномалиями. По рекам Кунерме, Яралу, Верхнему Яралу и Нижней Ирели наблюдается крутое (60—70°) падение плоскости сместителя на восток и северо-восток, а в бассейне рек Желтуя, Огневой, Умбеллы — пологое (30—45°). Мощность измененных пород варьирует в пределах нескольких десятков метров.

В бассейнах рек Ошекона, Маркиной Ирели взбросо-надвиг переходит в сброс, в пределах которого мощность катаклазированных пород достигает 1,5—2 км. Мезо-кайнозойскими движениями образован, по-видимому, хр. Суринский, представленный в современном рельефе резко выраженным поднятием. О существовании разломов, ограничивающих хр. Суринский, можно предполагать на том основании, что у подножия хребта в песчаниках устькутской свиты часто отмечаются следы катаклаза, гематитовые зеркала скольжения и выходы радоновых источников (бассейн р. Нарьягны). В пределах Даванской зоны смятия параллельно Кунерминскому взбросо-надвику прослеживается Рельский взброс, хорошо выраженный в рельефе уступом.

С целью геотектонического районирования были проведены аэромагнитная съемка масштаба 1 : 1 000 000, 1 : 200 000 (Блюменцвайг, 1958ф; 1960ф) и масштаб 1 : 25 000 (Никулин, 1961ф); гравиметровая съемка масштаба 1 : 1 000 000 (Гусак, 1959ф).

Основные результаты этих работ сводятся к следующему: 1) аномалии силы тяжести и магнитного поля отчетливо фиксируют смену петрографического состава фундамента и глубину залегания его; 2) область нагорья характеризуется положительными аномалиями магнитного поля и отрицательными аномалиями силы тяжести. При этом сравнительно однородное пониженное поле силы тяжести соответствует выходам гранитоидов ирельского комплекса, а интенсивные магнитные максимумы (до 1500 гамм) фиксируют выходы средних и основных пород и минерализованные разломы; 3) направление осей магнитных аномалий в центральной части Байкальского хребта хорошо согласуется с простиранием Даванской зоны смятия. Кроме того, аэромагнитной съемкой фиксируется целый ряд разломов, наличие которых подтверждается в процессе геологического картирования.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В орографическом отношении территория района находится в пределах северной части Байкальского хребта и юго-восточной части Приленско-Киренгской плоской возвышенности. Главным фактором рельефообразования, которому обязаны своим происхождением все крупные генетические формы рельефа, является тектоника. Сводовые поднятия, проявившиеся в мезо- и кайнозойское время, создали крупные орографические единицы — хребты Байкальский, Суринский и депрессию между ними. Наряду с тектоникой, важную роль в формировании рельефа, сыграли такие факторы, как климат, литология горных пород и эрозионно-аккумулятивная деятельность воды и ледников.

К началу неогенового периода территория Северо-Западного Прибайкалья представляла собой выровненную пенеппенизированную поверхность. В течение неогенового периода происходило образование широких депрессий лагунно-озерного типа. Рельеф страны оставался слабо расчлененным. На отдельных вершинах Байкальского хребта остатки этого рельефа сохранились в виде ровных площадок, поднятых на значительную высоту.

В результате сводовых поднятий и глыбовых тектонических движений в конце неогена и начале четвертичного периода подновлялись древние тектонические структуры, заложившиеся в докембрии и нижнем палеозое. В это время формируются Байкальский и Суринский хребты и предгорные ступени Байкальского склона. Происходит дальнейшее развитие депрессий, заложенных в неогене, в пределах которых располагаются речные долины, имеющие меридиональное направление. В долинах идет накопление аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений. Днище таких долин хорошо выражено в рельефе на водоразделе р. Маркиной Ирели и ее первого левого притока.

Продолжающиеся поднятия приводят к перестройке речной сети и формированию современной речной системы, разрезающей Приленско-Киренгскую возвышенность. К середине среднего отдела рельеф возвышенности был в основном сформирован. Для него характерны грядово-холмистые и плоские водоразделы с относительными высотами 100—150 м. К этому же периоду относится и первый этап оледенения, который носил полупокровный либо покровный характер и не привел к существенному изменению древнего пенеппенизированного рельефа. В предгорной депрессии в это время происходит интенсивная аккумуляция моренного материала, отлагавшегося на древний холмистый рельеф, остатки которого мы видим на водоразделах рек в предгорьцовой части района. В наступивший затем межледниковый период отлагаются флювиогляциальные отложения в предгорном прогибе западного склона Байкальского хребта и в предгорных ступенях восточного склона, где в бассейне р. Неручанды (Дедюхин, 1960ф) они перекрываются конечными моренами более позднего этапа оледенения. В условиях сильно расчлененного нагорья благодаря неоднократно повторяющимся поднятиям, начинается новый этап оледенения района, носившего уже горно-долинный характер.

Вопрос о наличии в районе двух эпох оледенения остается открытым. Ни один из предыдущих исследователей Северо-Западного Прибайкалья не высказывается об этом более или менее определенно. Многократность оледенений может быть доказана при наличии фаунистически и флористически охарактеризованных отложений теплой межледниковой эпохи. Такие отложения в горном поясе юга Восточной Сибири до сих пор не обнаружены ни одним исследователем. Поэтому можно допустить существование в Прибайкалье отдельных этапов оледенения, но не ледниковых эпох. Гляциальная эпоха была единой и полного стаяния ледников не происходило. Этому способствовали явления вертикальной зональности, связанные с неоднократно повторяющимися поднятиями, что вызвало образование нескольких фаз оледенения (лестничные кары, вложенные трог).

Горно-долинные ледники используют уже сложившуюся гидросеть и лишь водоизменяют ее, вырабатывая широкие троговые долины. Террасированные боковые, продольные и конечные морены четко выражены по долинам рек Маркиной Ирели, Нижней Ирели, Верхнего Ярала, Кунермы и др. В предгорных прогибах происходит аккумуляция моренного и флювиогляциального материала. Конечные языки горно-долинных ледников выходят на несколько километров за пределы нагорья, изменяя прежний ледниковый рельеф и придавая ему холмисто-моренный, участками бугристо-грядовый характер с относительными превышениями 100—200 м. Отступление ледников сопровождалось их длительными остановками и образованием гряд конечных морен. Конечные моренные гряды подпрудивают ряд озер по р. Нижней Ирели, Кунерме и Умбелле. Конец оледенения исследованного района приходится на верхний отдел четвертичного времени (Думитрашко, 1952).

В послеледниковый период сформировавшаяся речная сеть испытала омоложение. Эти изменения базиса эрозии выразились в образовании надпойменных террас и интенсивной эрозии. Таким образом, неотектоника, оледенение, аккумуляция и эрозия — все эти рельефообразующие факторы на протяжении длительного времени создали современный рельеф исследованного района. В нагорье особенно резко выражен молодой возраст рельефа. Склоны Байкальского хребта крутые и скалистые, вершины остроконечные с абсолютными высотными отметками 1800—2200 м. Относительные превышения до 1500 м. Широко развиты висячие долины рек кары, цирки, часты водопады и ущелья.

В настоящее время в Байкальской горной стране продолжающиеся тектонические колебания земной коры вызывают интенсивную эрозию и денудацию в областях поднятий и накопление мощных делювиально-аллювиальных осадков в областях опусканий. К области поднятия относится центральная часть Байкальского хребта, где наблюдаются ступенчатый продольный профиль рек, обновляющаяся экспозиция склонов и энергичная эрозия водотоков. Кроме того, о наличии современных тектонических движений можно судить по частым землетрясениям и колебаниям уровня оз. Байкал.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Северо-Западное Прибайкалье издавна привлекало внимание исследователей, однако одиночные маршруты не давали интересных результатов по поискам месторождений полезных ископаемых, и лишь за последние годы, при планомерном проведении геологопоисковых работ масштаба 1:200 000, был открыт ряд интересных рудопроявлений бериллия, полиметаллов, редких земель и др., которые выдвигают район в число перспективных для поисков промышленно интересных месторождений.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые руды. *Неручандинское проявление* (65) расположено в верховьях р. Неручанды. В районе проявления среди ортогнейсов отмечаются мелкие дайки и жилы метаморфизованных меланократовых шонкинитов. Из рудных минералов в них присутствует магнетит совместно с ильменитом. Содержание окиси железа достигает 40%.

Гематитовые руды. *Дельбичиндинское проявление* (14) расположено по правому борту долины р. Дельбичинды в ее верховьях. Вблизи тектонической зоны северо-западного простираения граносиениты и сиенит-порфиры II фазы ирельского комплекса интенсивно эпидотизированы и разбиты серией многочисленных мелких трещинок, выполненных гематитом. Мощность гематитовых прожилков до 0,8 см. Гематит составляет 10% породы.

Кроме того, встречаются редкие знаки галенита. Штуфные пробы содержат до 10% и более железа (спектральный анализ). В бассейнах рек Окунайки, Умбеллы и Джелтуя встречается еще целый ряд подобных проявлений. Промышленного интереса они не представляют.

Марганец. *Умбельское проявление* (5) находится в верховьях правого притока р. Умбеллы. В отложениях качергатской свиты наблюдается прослой обожренного груболитчатого песчаника с очень мелкой рудной вкрапленностью. Видимая мощность пласта 3,0 м, простираение северо-западное (320°) с падением на северо-восток под углом 60°. Содержание марганца в штуфной пробе до 10% (спектральный анализ). Рудопроявление заслуживает постановки более детальных работ с целью перспективной оценки.

Титан. *Кунерминское проявление* (35) находится на западном склоне перевала Даван, в 3,0 км от устья р. Дельбичинды вверх по р. Кунерме. В гнейсо-гранитах IV фазы ирельского комплекса наблюдается прожилок кварца мощностью от 1 до 1,3 м, обогащенный ильменитом. Содержание двуокиси титана по химическому анализу штуфной пробы составляет 1,76%. Практического значения не имеет. Несколько повышенное содержание двуокиси титана отмечается также в биотитовых гнейсах иликтинской свиты, в метаморфизованных меланократовых шонкинитах, в гидротермально-метасоматических кварцевых и пегматитовых жилах.

Шлиховой ореол рассеяния ильменита (37) находится в бассейне третьего левого притока р. Гуджекита. Содержание ильменита в шлихах до 400 г на 1 м². Ореол приурочен к пегматитовым жилам среди гранитоидов ирельского комплекса. Ильменит и рутил в знаках и редких знаках встречаются в ряде шлиховых проб, что объясняется широким распространением титановых минералов в виде аксессуарных в различных породах района.

Цветные металлы

Медь. *Предгольцовое проявление* (4) находится в верховьях правого притока р. Умбеллы. Проявление приурочено к горизонту (мощность 80 м) песчаников мотской свиты и представлено мелкими единичными зернами малахита и галенита. Содержание меди в штуфной пробе 0,01%, свинца нет (спектральный анализ).

Умбельское проявление меди (10) расположено в верховьях р. Умбеллы. Среди граносиенитов III фазы ирельского комплекса наблюдаются развалы кварцево-кальцитово-жилы. Судя по обломкам мощность ее около 30 см. В кварце наблюдаются многочисленные обожренные пустоты выщелачивания, к которым приурочены халькопирит и замещающий его малахит. Содержание меди в штуфной пробе 0,01—0,1%; свинца 0,01% (спектральный анализ).

Суховское проявление меди (60). Расположено в истоках р. Сухой. Среди граносиенит-порфиров II фазы ирельского комплекса наблюдается дайка диабазового порфирита. Содержание меди в штуфной пробе с контакта достигает 0,3%, ванадия около 0,01% (спектральный анализ).

Небольшие ореолы рассеяния меди по металлотметрическому опробованию, приуроченные к ордовикским отложениям, отмечаются в среднем течении р. Сурины (17) и на водоразделе рек Кунермы и Верхнего Ярала (19). Содержание меди в пробах от 0,01 до 0,06% (спектральный анализ). С таким же содержанием выделяются ореолы рассеяния меди и в поле развития эпидотизированных, окварцованных, местами милонитизированных гранитоидов ирельского комплекса в бассейнах рек Окунайки (12), Слюдянки (59), Верхнего Ярала (25).

Все описанные рудопроявления меди промышленного значения не имеют. Интересным в поисковом отношении является само наличие гидротермальной полиметаллической минерализации в районе.

Свинец. *Бугринское проявление* (16). Находится в верховьях р. Сурины. Галенит приурочен к карбонатным породам устькутской свиты. Выделяются два оруденельных горизонта. Первый горизонт серых песчаных известняков содержит редкую рассеянную вкрапленность галенита, реже гнезда. Размер кристаллов 0,5—0,8 см, размер гнезд 1,0—2,0 см в поперечнике. Мощность горизонта 10—15 см. Выше лежащий второй горизонт водорослевого известняка содержит также редкую неравномерную вкрапленность кристаллов галенита размером 0,5 см. Мощность второго горизонта 1,0 м. Химический анализ штуфных проб известняков первого и второго горизонтов показал содержание свинца соответственно 0,29 и 0,24%. Промышленного интереса не представляет, но является прямым поисковым признаком.

Верхне-Яральское проявление свинца (47). Расположено в долине четвертого левого притока р. Верхнего Ярала. В гидротермально измененных граносиенит-порфирах II фазы ирельского комплекса наблюдается свинцовая минерализация в виде редких тонких (2—4 мм) прожилков. Мощность зоны измененных пород около 3,0 м. Содержание свинца в штуфной пробе 0,01—0,1%, цинка 0,01% (спектральный анализ). Промышленного интереса не представляет. Аналогичные по генезису рудопроявления свинца отмечаются в истоках р. Дельбичинды (11) и в долине третьего левого притока р. Маркиной Ирели (81).

Даванское проявление свинца (31) находится в районе перевала Даван. Среди гнейсо-гранитов IV фазы ирельского комплекса в кварцевой жиле мощностью до 1,5 м встречаются кристаллы галенита в виде редких гнезд размером 3—4 см в поперечнике. Содержание свинца в штуфной пробе составляет 1,0% (спектральный анализ). Аналогичные проявления свинца, связанные с кварцевыми жилами, отмечаются по левому притоку р. Нижней Ирели (76) и в вершине р. Маркиной Ирели (78).

Афанасьевское проявление свинца (55) находится в истоках второго левого притока р. Верхнего Ярала. Среди граносиенит-порфиров I фазы комплекса в осыли встречаются обломки свинцовой руды, нацело состоящих из агрегатов мелких кристаллов галенита. Вес обломков достигает 5,0 кг. Куски руды монолитные. Площадь распространения обломков руды в виде полосы

прослеживается вверх по склону на 40—50 м, при ширине 15—20 м. Химический анализ штуфной пробы показал содержание свинца 33,6%, висмута 0,04% и следы серебра. Кроме того, присутствует медь до 0,01% (спектральный анализ). Рудопоявление заслуживает дальнейшего изучения.

Маркинское и Южное проявления свинца (83, 85) расположены по левому притоку р. Маркиной Ирели, представлены кварцевыми жилами со свинцовой минерализацией. Мощность кварцевых жил достигает 30 м, по простиранию они прослеживаются на 100 м. Оруденелая зона имеет мощность 0,1—1,2 м, гнезда галенита достигают 20—40 см в поперечнике. Кроме галенита присутствует сфалерит. Содержание свинца составляет 0,01%, цинка 0,01% (спектральный анализ). Рудопоявление представляет практический интерес как поисковый признак.

Полиметаллические руды. *Пограничное рудопоявление* (84) находится в правом борту левого притока р. Маркиной Ирели, в поле развития гранитоидов II фазы ирельского комплекса и приурочено к зоне сильно трещиноватых осветленных гранитов. Мощность зоны около 20 м, по простиранию она прослежена на 60 м. Минерализация представлена халькопиритом, пиритом, сфалеритом, церусситом и галенитом. Кроме того, отмечается флюоритизация и карбонатизация пород. Содержание свинца 1%, цинка 0,3%, меди 0,03% (спектральный анализ). Рудопоявление заслуживает дальнейшего изучения.

Ореолы рассеяния свинца и цинка, приуроченные к зонам разлома в гранитоидах ирельского комплекса, отмечаются по левому борту р. Дельбичинды (26) и по левому притоку р. Маркиной Ирели (82), на водоразделе рек Ярала и Верхнего Ярала (54) и в бассейне р. Хамы (6). Последний приурочен к известнякам устькутской свиты. Содержание свинца в металлометрических пробах колеблется от 0,01 до 0,06%, цинка — от 0,03 до 0,1%.

Благородные металлы

Золото. Отмечено в аллювии рек Улькана и Нарьягны. В виде единичных зерен пластинчатой формы оно встречено всего в двух шлиховых пробах. Связано, по-видимому, с осадочными породами ордовика. Кроме того, золото в количестве 0,1 г/т устанавливается в пиритизированных сланцах качергатской свиты. Практического интереса не представляет.

Редкие металлы

Олово. *Шлиховой ореол рассеяния касситерита в редких знаках* (71) находится в бассейне первого левого притока р. Маркиной Ирели, в районе высоты с отметкой 924,0 м. Ореол приурочен к полю распространения конгломератов орночеканской свиты девона (?). Кроме того, редкие знаки касситерита встречаются в отдельных шлиховых пробах почти по всей территории района.

Молибден. *Гоуджекитское проявление* (29) расположено по правому борту долины р. Гоуджекит в 4,2 км на восток от высоты 1636,0 м. В гнейсо-гранитах IV фазы ирельского комплекса встречены два небольших участка с молибденовой минерализацией (мелкая вкрапленность). Размеры участков с видимым оруденением 8×10 см. Минерализация приурочена к зоне интенсивного метасоматоза (микроклинизация, амазонитизация, флюоритизация, в меньшей степени альбитизация). Здесь же отмечаются зоны кварцево-мусковитой грейзенизации. Содержание молибдена в штуфных пробах 0,001% (спектральный анализ). Промышленного интереса не представляет.

Редкие знаки молибденита встречаются в некоторых шлиховых пробах аллювия по рекам Гоуджекиту, Кунерме и их притокам.

Ореолы рассеяния молибдена по металлометрическому опробованию в районе руч. Медвежьего (23) и верховьях р. Кунермы (52) приурочены к гранитоидам ирельского комплекса. В пределах ореолов породы эпидотизированы и пиритизированы. Часто наблюдается окварцевание в виде многочислен-

ных тонких прожилков кварца. Иногда встречаются развалы маломощных пегматитовых жил. Содержание молибдена в пробах до 0,03% (спектральный анализ).

Бериллий. Даванский участок, занимающий площадь более 40 км², расположен в зоне смятия и ограничен системой верховьев рек Кунермы и Гоуджекита. Здесь с гидротермально-метасоматическими кварцевыми жилами и зонами метасоматически-измененных ортогнейсов генетически связаны следующие рудопоявления бериллия.

Даванское I (31) находится в 2,6 км северо-восточнее (35°) перевала Даван, на юго-восточном склоне высоты 1636,0 м. Бериллиевая минерализация приурочена к гидротермально-метасоматическим жилам, которые образуют зону северо-западного простирания (320°). В пределах зоны жилы располагаются кулисообразно и имеют линзовидную форму. Наиболее крупные жилы в раздуве имеют мощность от 1,5 до 7,5 м и прослеживаются на 80—140 м. В строении жил отмечается четкая метасоматическая зональность.

Зона мономинерального кварца мощностью 0,5—1,5 м слагает центральную часть жил. В ней отчетливо наблюдается ядро, представленное молочно-белым кварцем, сменяющимся водяно-прозрачным и дымчатым зернистым кварцем. Далее следуют зона кварцево-полевошпатового состава мощностью до 20—30 см и зона метасоматически измененных (альбитизированных, окварцованных) вмещающих ортогнейсов мощностью от 0,5 до 5,0 м. Бериллиевая минерализация отмечается повсеместно, однако максимальная концентрация берилла приурочена к зоне дымчатого кварца и зальбандам жил. Берилл обычно наблюдается в виде ортогональных кристаллов размером от 1,0×0,3 до 3 см, местами встречаются в виде спорадических скоплений. Оруденение весьма неравномерное. Содержание окиси бериллия в борздовых пробах колеблется от 0,001 до 0,76%, окиси лития от 0,013 до 0,026%, пятиокиси ниобия от 0,003 до 0,011%, пятиокиси тантала от 0,002 до 0,004%, олова от 0,003 до 0,01%.

Даванское II (32) находится в 1,4 км северо-восточнее (20°) перевала Даван у подножия южного склона высоты с отметкой 1636,0 м. Оруденение приурочено к краевой зоне гидротермально-метасоматических кварцевых жил. Падение жил юго-восточнее (120—125°), под углом 40°. Мощность жил 8—9 м, по простиранию они прослеживаются до 75 м. В строении их отчетливо выражена метасоматическая зональность, подобная описанной. Борздовые пробы околожилных метасоматически-измененных ортогнейсов содержат окись бериллия от 0,005 до 0,16%, окись лития 0,016—0,03%, пятиокиси ниобия 0,003%.

Даванское III (36) расположено в 2,4 км юго-восточнее (110°) перевала Даван, на северном отроге высоты 1814,0 м. Оруденение приурочено к трем гидротермально-метасоматическим кварцевым жилам, находящимся друг от друга на расстоянии 20—60 м. Мощность жил колеблется от 1 до 15—20 м. Падение их на юго-восток под углом 35°. Они прослежены по простиранию на 10—30 м. Кристаллы берилла размером до 5×10 см наблюдаются в виде редких гнезд (размером 0,5×0,5 см) в дымчатом зернистом кварце и в зальбандах жил. Точечно-штуфные пробы оруденелой части жил содержат окиси бериллия 0,38%, окиси 0,013—0,018%.

Даванское IV (41) находится на восточном склоне водораздела рек Кунермы и Верхней Биры, южнее озера с отметкой 1500 м. В эндоконтакте гнейсо-гранитов IV фазы с гнейсовидными сениит-порфирами I фазы ирельского комплекса наблюдается серия мелких гидротермально-метасоматических кварцевых жил, слагающих зону северо-западного (350°) простирания. Ширина зоны 100—150 м, прослежена она на 550—600 м. Бериллиевая минерализация установлена в одной жиле мощностью 2 м. Берилл образует гнезда размером до 0,5 м в поперечнике в зальбандах жилы и во вмещающих измененных гнейсо-гранитах, околожилные изменения которых выражаются в альбитизации. Мощность оруденелой зоны 0,5 м. Содержание окиси бериллия в точечно-штуфной пробе составляет 0,014%, в отдельных штуфных пробах оно достигает 3,99%.

Даванское V (43) находится в 500 м юго-восточнее (170°) озера с отметкой у уреза 1500 м. Оруденение связано с гидротермально-метасоматической кварцевой жилой, приуроченной к тектонической зоне. Мощность жилы 1,5—2,0 м. Падение жилы на северо-восток (40°). Прослежена по простиранию на 60 м. Кристаллы берилла отмечаются в виде гнездовых скоплений. Химический анализ штучных проб дает содержание окиси бериллия 0,002—2,5%, пятиокси ниобия 0,009%.

Даванское VI (40) расположено в 600 м на юг от высоты 1814,0 м. В гидротермально-метасоматической кварцевой жиле мощностью 1 м и длиной 20 м наблюдаются кристаллы берилла.

Даванское VII (45) расположено в 3,6 км на юго-восток (170°) от высоты 1814,0 м. На участке площадью 30×80 м отмечается серия гидротермально-метасоматических кварцевых жил северо-восточного (40°) простираения. В развалах одной из жил обнаружено несколько кристаллов берилла размером 0,2×0,5 см. Спектральный анализ точно-штучных проб, отобранных при пересечении участка, дает содержание бериллия 0,001%.

Даванское VIII (30) рудопоявление, аналогичное предыдущему, находится в 5,6 км на северо-восток (40°) от перевала Даван.

Кроме описанных рудопоявлений в пределах Даванского участка выявлен ряд гидротермально-метасоматических кварцевых жил, бериллиевая минерализация в которых не обнаружена.

Все перечисленные рудопоявления бериллия, генетически связанные с гидротермально-метасоматическими кварцевыми жилами, по-видимому, промышленного интереса не представляют, но они служат поисковым критерием при поисках бериллоносных метасоматических зон в ортогнейсах, с которыми могут быть связаны месторождения промышленного значения.

Даванское IX (38) находится в 3,2 км юго-восточнее (110°) перевала Даван на северо-восточном склоне высоты с отметкой 1814,0 м. В эндоконтакте гнейсо-гранитов IV фазы с гнейсовидными сиенит-порфирами I фазы ирельского комплекса наблюдается зона метасоматически-измененных пород с бериллиевой минерализацией. Мощность зоны колеблется от 10 до 15 м, по простиранию она прослежена на 120 м. Метасоматические изменения выражаются в микроклинизации, альбитизации, окварцевании, мусковитизации с последующими наложенными процессами флюоритизации и рудной минерализации. В зоне непосредственного контакта метасоматоз проявился в окварцевании гнейсо-гранитов (содержание кварца в породе составляет 70—80%). Мощность зоны окварцевания составляет 3—4 м.

Интенсивное окварцевание постепенно сменяется альбитизацией. Содержание альбита колеблется от 5 до 30—40%. Мощность зоны альбитизации изменяется в пределах 1,5—3,5 м. По сравнению со слабо измененными породами в зонах окварцевания и альбитизации содержание кремнезема и окиси натрия резко преобладает. Мусковит замещает биотит, что особенно отчетливо выражено в зоне окварцевания. Флюоритизация проявлена повсеместно.

Бериллиевая минерализация представлена бериллом, бертрандитом и гельвином. Кроме того, отмечаются монацит, касситерит, циркон, апатит, магнетит, ильменит, пирит, флюорит, сфен и тантало-ниобиевые минералы.

Берилл наблюдается в виде отдельных кристаллов и в агрегатных скоплениях. Размещение берилла контролируется микротрещинами. Форма кристаллов неправильная, реже гексагональная с неразвитыми гранями. Размер кристаллов до 1×3 см. Бертрандит является вторичным минералом по бериллу. Гельвин встречается в виде редких кристаллов размером до 1 см. Максимальное промышленно интересное содержание окиси бериллия концентрируется в зоне кварцевого метасоматоза и достигает в отдельных бороздовых пробах до 0,3%. Кроме того, имеется ниобий 0,01, литий 0,1%, олово 0,01%, цирконий 0,1%, лантан 0,01%, иттрий 0,01% (по спектральному анализу). Мощность рудной зоны со средним содержанием окиси бериллия 0,086% составляет 3—3,5 м. За пределами этой зоны содержание окиси бериллия не превышает 0,002%. Рудопоявление представляет промышленный интерес и требует постановки более детальных работ.

Даванское X (28) находится в 3,6 км на север от перевала Даван на северном склоне высоты 1636,0 м. Оруденение связано с метасоматически-измененными ортогнейсами II фазы ирельского комплекса. Берилл встречается в виде шестоватых кристаллов желтовато-зеленого цвета. Химический анализ штучной пробы дает содержание окиси бериллия 0,51%.

Кроме перечисленных рудопоявлений в пределах Даванского участка по металлометрическому опробованию выявлено три ореола рассеяния (24, 39, 44) с содержанием бериллия до 0,01%.

Ожне Даванского участка, в пределах зоны смятия также обнаружено несколько рудопоявлений бериллия.

Слюдянское рудопоявление (61), находящееся в 4,0 км на северо-восток (30°) от высоты 2197,0 м, связано с маломощной пегматитовой жилой. Берилл отмечается в виде мелких шестоватых кристаллов совместно с амазонитом. Спектральным анализом штучной пробы установлено содержание бериллия 0,3—1,0%, цинка 1,0%, ниобия 0,03%, лантана 0,03%.

Голубицкое рудопоявление (67) находится в бассейне верхнего течения левого притока р. Неручанды, на восточном склоне высоты 2050,0 м. Оруденение связано с двумя пегматитовыми жилами, расположенными друг от друга на расстоянии 150 м. Мощность их до 3 м; длина до 7 м. Кристаллы берилла размером 10×10 см приурочены к участкам жил, обогащенных микроклином.

Рельское рудопоявление (87) находится в бассейне р. Рели (высота 2092 м). В поле распространения ортогнейсов по гранитоидам II фазы ирельского комплекса наблюдаются кварцевые жилы мощностью до 15 см. Содержание бериллия в штучной пробе составляет до 0,01% (спектральный анализ). Все отмеченные рудопоявления практического интереса не представляют.

В пределах Даванской зоны смятия отмечается ряд ореолов рассеяния бериллия по металлометрическому опробованию (13,66, 75, 86). Содержание бериллия в пробах до 0,01%, пространственно ореолы тяготеют к участкам с интенсивно проявленными процессами амазонитизации и альбитизации в гранитоидах ирельского комплекса.

Западнее Даванской зоны смятия обнаружено два мелких рудопоявления бериллия в маломощных пегматитовых жилах, генетически связанных с гранитоидами III фазы ирельского комплекса.

Яральское рудопоявление (53) находится на водоразделе рек Верхнего Ярала и Ярала, в 800 м на юго-восток (130°) от высотной отметки 1635,0 м. Среди метаморфизованных пегматоидных граносиенитов II фазы ирельского комплекса встречаются глыбы пегматитов с кристаллами берилла. Содержание бериллия в штучной пробе составляет 0,1%, ниобия 0,01% (спектральный анализ).

Верхнеяральское рудопоявление (49) находится в левом борту долины р. Верхнего Ярала. В свалах среди гранитоидов III фазы ирельского комплекса обнаружена глыба пегматита размером 10×15 см, содержащая мелкие кристаллы берилла.

В верховье р. Ярала, в районе распространения рудопоявлений (53, 49), выявлен ореол рассеяния бериллия (56) по металлометрическому опробованию с содержанием металла до 0,01%. Подобный ореол рассеяния бериллия (73), приуроченный к дайкам измененных граносиенитов III фазы ирельского комплекса, отмечается по левому притоку р. Нижней Ирели.

Литий. Наиболее интересный тип рудопоявлений лития связан с гидротермально-метасоматическими кварцевыми и пегматитовыми жилами участка Даван, где известна бериллиевая минерализация (32, 31, 36, 38). Штучные пробы содержат окись лития от 0,006 до 0,03%. Район заслуживает дальнейших исследований, о чем было указано выше. Проявления лития, связанные с известняками устькутской свиты, с содержанием окиси лития в штучных пробах до 0,03% отмечаются в бассейне р. Верхнего Ярала (20) и по левому притоку р. Куермы (18). Значение неясно.

Ореолы рассеяния по металлометрическому опробованию с содержанием лития до 0,01% приурочены к известнякам ленского яруса в бассейне р. Уль-

кана (70, 72) и полям развития граносиенитов II фазы ирельского комплекса на водоразделе рек Маркиной Ирели и Рели (80).

Тантал и ниобий. *Годжекитское проявление* (15) расположено в верховьях р. Годжекита. В свалах гнейсо-гранитов IV фазы ирельского комплекса наблюдаются мелкозернистые разности, инфицированные мелкими прожилками кварцево-полевошпатового состава с флюоритом и рудным минералом мощностью до 70 см, длиной до 2,0 м. Штуфная проба содержит ниобия до 0,1%, бериллия до 0,01%, лантана до 0,1%, иттрия до 0,1%, иттербия до 0,01% (спектральный анализ).

Даванское проявление тантала и ниобия (31) расположено на перевале Даван в 2,0 км на юго-восток от высоты с отметкой 1636,0 м. В краевой зоне гидротермально-метасоматической кварцевой жилы с интенсивно проявленными процессами амазонитизации, флюоритизации отмечается колумбит и пиррохлор. Химический анализ бороздовой пробы показал содержание пятиокиси тантала 0,021%, пятиокиси ниобия 0,27%.

Дельбичинское проявление (21) находится в верховье первого правого притока р. Дельбичинды, в 2,5 км на юго-восток от высоты 1962,0 м. Среди гранодиоритов I фазы ирельского комплекса залегает жила альбитизированного мелкозернистого гранита. Мощность жилы до 6 м, по свалам прослеживается на 25 м. В штуфной пробе содержание пятиокиси ниобия равно 0,02% и пятиокиси тантала 0,002%.

Биринское проявление ниобия (43) расположено в 2,5 км на юго-восток от высоты 1814,0 м и представлено зоной интенсивно амазонитизированных гнейсогранитов, инфицированных кварц-флюоритовыми прожилками на площади в 30×80 м². В штуфных пробах содержание пятиокиси ниобия 0,018%.

Слюдянское проявление ниобия (69) расположено по левому борту долины р. Слюдянки, в верхнем ее течении. Среди темно-серых кварцево-биотитовых сланцев известны две пегматитовые жилы. Они имеют мощность до 7 м и прослежены на 5 м. Устанавливается следующая зональность жил: аплитовидный пегматит ближе к ядру переходит в апографический, затем в мелко-блоковый и блоковый. В ядре встречаются небольшие (0,5×1,0 см) гнезда, заполненные циртолитом и тантал-ниобиевыми минералами. Штуфные пробы содержат ниобия 0,06%, циркония более 3%, бериллия 0,01—0,03%, иттрия до 0,1%, иттербия до 0,03%. Радиоактивность жил 600 мкр/час. Металлометрический ореол рассеяния ниобия (56) в верховьях р. Ярала приурочен к измененным пегматоидным граносиенитам ирельского комплекса. Содержание ниобия в пробах колеблется от 0,01 до 0,03%.

Металлометрические ореолы рассеяния ниобия в районе перевала Даван (39) и в верховьях р. Слюдянки (62) приурочены к Даванской зоне смятия. В пределах этой зоны гранитоиды ирельского комплекса амазонитизированы и флюоритизированы. Содержание ниобия в пробах 0,006—0,03% (спектральный анализ).

Шлиховой ореол рассеяния тантало-ниобатов (58) расположен в верховье р. Ярала. Тантал-ниобиевый минерал (?) встречается в редких знаках в шлиховых пробах, взятых из аллювия р. Ярала и его притоков. Ореол приурочен к полю развития гранитоидов ирельского комплекса, в которых широко проявлена флюоритизация, сульфидизация и эпидотизация. Редкие знаки тантал-ниобиевого минерала встречаются также в некоторых шлиховых пробах по правому притоку р. Неручанды и в верхнем течении р. Верхней Биры. Все отмеченные проявления тантало-ниобатов имеют важное поисковое значение.

Редкие земли. *Неручандинское проявление* (65) расположено в верхнем течении р. Неручанды. Редкоземельная минерализация приурочена к меланократовым шонкинцитам, залегающим в виде даек и жил в ортогнейсах (Pt₂). Мощность тел колеблется от 1,5 до 2,5 м. Прослежены на 500 м. Радиоактивность 300—400 мкр/час. В минералогических протоколках отмечаются: ильменит, магнетит, рутил, циркон, сфен, флюорит, пирит, циртолит, ксенотим, монацит и ортит. Максимальное содержание суммы редких земель равно 0,935%, минимальное 0,58%. При этом наблюдается преобладание элементов цериевой группы, которые составляют 74% общей суммы. Кроме того, пробы

содержат пятиокиси ниобия до 0,08%, окиси циркония до 1,0%, цинка до 0,02%.

Даванское проявление редких земель (34) находится на перевале Даван. Среди гранитоидов II фазы ирельского комплекса отмечается зона гидротермально-измененных гнейсо-гранитов (ожелезнение, окварцевание, флюоритизация). По плоскостям гнейсовидности породы инфицированы кварцево-полевошпатовыми и кварцево-магнетитовыми прожилками мощностью от 0,3 до 1,5 см. Мощность зоны около 70 см, по простиранию она не прослежена. В минералогических протоколках отмечаются: ильменит, циркон, молибденит, сфен, циртолит, монацит, флюорит и слюды. В штуфных пробах содержание суммы редких земель равно 0,64%, пятиокиси ниобия до 0,015%, железа 29,0%, цинка 0,01%. Из суммы редких земель на долю цериевой группы приходится 72% общей суммы и лишь 28% на элементы иттриевой группы. Аналогичными по генезису проявлениями редкоземельной минерализации являются Годжекитское проявление (15) в верховье р. Годжекита, на водоразделе с р. Грамной, Куерминское проявление (35) — на западном склоне перевала Даван, в 3,0 км от устья р. Дельбичинды вверх по р. Куерме. В штуфных пробах содержание суммы редких земель колеблется от 0,2 до 0,9%.

На водоразделе рек Верхнего Ярала и Ярала выделяется участок площадью около 20 км², сложенный гидротермально-измененными пегматоидными граносиенитами II фазы ирельского комплекса. Повсеместно на участке отмечается повышенная радиоактивность пород, которая составляет 90—130 мкр/час, достигая в отдельных точках 900 мкр/час. Гидротермальные изменения пород выражаются в альбитизации, фельдшпатизации, эпидотизации, хлоритизации и окварцевании. В пределах данного участка обнаружен следующий ряд рудопроявлений редкоземельной минерализации с повышенной радиоактивностью.

Яральское рудопроявление (51) находится в вершине правого притока р. Ярала. Редкоземельная минерализация приурочена к измененным пегматоидным граносиенитам. Минеральный состав граносиенитов: альбит (50—55%), эпидот (25%), кварц (5—15%), биотит и роговая обманка (3%), рудный минерал (10%), ортит (до 3%), ксенотим. Отмечаются также флюорит, мусковит, хлорит, апатит и циркон. Радиоактивность пород составляет 375 мкр/час. Содержание суммы редких земель достигает 1,5%.

Аналогичным по генезису являются *Андреевское рудопроявление* (57), в верховьях р. Ярала и *Верхне-Яральское рудопроявление* (48), на левобережье р. Верхнего Ярала. Здесь содержание суммы редких земель равно 0,36%, пятиокиси ниобия 0,022%, пятиокиси тантала 0,003%. Из редкоземельных минералов в породах отмечается монацит. *Озерное рудопроявление* (50) в верховье третьего левого притока р. Верхнего Ярала. Радиоактивность достигает 925 мкр/час. В бороздовой пробе содержание суммы редких земель 0,14%.

Перевальное проявление (33). Расположено на перевале Даван, в 2,0 км на юг от высоты 1636,0 м. В альбитизированных, окварцованных и мусковитизированных гнейсо-гранитах, в области контакта их с гидротермально-метасоматической кварцевой жилой имеется гнездо размером 30 см в поперечнике бериллиевого ортита. Активность пород достигает 1170 мкр/час. Химический анализ штуфной пробы показал содержание суммы редких земель 0,56%. Кроме того, по спектральному анализу содержание бериллия, иттрия, итербия колеблется от 1,0 до 10%, лантана, церия, тория, гадолиния около 1%, стронция и кобальта от 0,01 до 0,1%. Проявление заслуживает дальнейшего изучения.

Кроме того, выявлен ряд аномальных участков, радиоактивность которых, по-видимому, также связана с редкоземельной минерализацией.

Правобережное рудопроявление (46) находится по правому борту р. Ярала. В тектонической зоне субширотного простирания гранитоиды I фазы ирельского комплекса хлоритизированы, окварцованы, местами альбитизированы и эпидотизированы. Радиоактивность измененных пород 185 мкр/час. Мощность зоны 10 м, прослежена на 60 м.

Аналогичными по генезису рудопроявлениями с радиоактивностью от 160 до 2700 мкр/час являются: Клепиковское рудопроявление (53) по правому

притоку р. Ярал, Ошеконское рудопоявление (77) в истоках р. Ошекона, Ирельское рудопоявление (79) в верховьях правого притока р. Маркиной Ирели, Нижне-Ирельское рудопоявление (74) по правому борту левого притока р. Нижней Ирели, рудопоявление (63) в правом борту долины р. Нижней Ирели, Хакинское рудопоявление (3) в верховьях правого притока р. Умбеллы, рудопоявление (7) в правом борту долины р. Умбеллы, а также рудопоявления в бассейне р. Окунайки (2,8).

Шлиховые ореолы рассеяния редкоземельных минералов охватывают водораздел рек Кунермы и Гоуджекита (27) и бассейны рек Неручанды и Слюдянки (68). Они приурочены к даванской зоне смятия, в пределах которой в гранитоидах ирельского комплекса широко развиты пневматолито-гидротермальные процессы. Шлиховые пробы содержат монацит, фергусонит, ортит, шеелит, циркон, флюорит, оранжит, циртолит.

Все отмеченные рудопоявления заслуживают дальнейшего изучения с постановкой более детальных работ.

Ртуть. *Рельское проявление ртути* (88) находится в бассейне р. Рели и представлено элювиальной россыпью биотитовых гнейсо-гранитов IV фазы ирельского комплекса. В районе проявления фиксируются два довольно крупных тектонических нарушения. Редкие знаки киновари установлены в протолочке штуфной пробы гнейсо-гранитов. Кроме киновари отмечается флюорит, циркон, циртолит, турмалин, апатит, сфен. Значение проявления неясно.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Оптическое сырье

Горный хрусталь, флюорит оптический. *Осиновское проявление* (22) расположено по правому борту долины руч. Осинового, в 1,0 км выше устья. Район проявления сложен гранитоидами ирельского комплекса. Минерализация приурочена к юго-западной части тектонической зоны северо-западного простирания. Мощность зоны 100—150 м, прослежена на 1000 м. Здесь встречаются друзы кварца и флюорита размером до 12 см в поперечник. Отдельные кристаллы кварца и флюорита имеют размеры от 0,2 до 1,2 см в поперечном сечении и от 0,5 до 4,0 см по длинной оси. Кварц водяно-прозрачный, большей частью двойникованный. Кристаллы светло-серого и темно-фиолетового флюорита имеют уплощенную форму. Проявление заслуживает постановки более детальных работ на выявление горного хрусталя и оптического флюорита.

Мелкие проявления флюорита очень часто встречаются в пределах гольцовой области. Все они интересны как показатели гидротермальной минерализации и имеют поисковое значение.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ, ОГНЕУПОРНЫЕ, АБРАЗИВНЫЕ И ДРУГИЕ МАТЕРИАЛЫ

Обломочные породы

Точильные камни. *Ирельское проявление* (64) абразивного камня находится в 10 км выше оз. Нижне-Ирельского, по левому борту долины р. Нижней Ирели. В районе проявления развиты эффузивно-туфогенно-осадочные породы хибеленской свиты и гранитоиды ирельского комплекса. Среди фельзитовых порфиров встречен горизонт мощностью 1,2 м гидротермально-измененных пород (фельзитов?). По простиранию горизонт не прослежен. Подобные породы, показавшие высокие абразивные свойства, известны на территории листа N-49-ХIII (Бухаров, 1961ф). Проявление заслуживает дальнейшего изучения.

Кроме того, вся территория богата обычными каменными материалами: порфировидные и амазонитовые граниты, гнейсы, кварциты, пегматиты, а также рыхлые пески, галечники и гравий, которые, из-за отдаленности района от населенных пунктов и дорожных магистралей, пока не имеют практического значения.

Источники минеральных вод. *Умбельский радоновый источник* (1) находится на левом берегу р. Нарьягны, в 1,6 км выше устья. Радиоактивность источника достигает 165 эман. Бальнеологические свойства воды радонового источника используются местным населением для лечения ревматизма, глазных и кожных заболеваний. Источник заслуживает дальнейшего изучения и освоения.

Направление поисков и возможный тип рудопоявлений полезных ископаемых на территории листа определяется особенностями геологического строения района.

В складчатой области, для которой характерно широкое развитие изверженных и метаморфических пород и интенсивное проявление разрывной тектоники, происходило формирование эндогенных рудопоявлений бериллия, полиметаллических руд, редких земель и т. д. При этом отчетливо выделяются две металлогенические зоны. Первая обусловлена высокотемпературными гидротермальными процессами с рудной минерализацией преимущественно бериллия, тантала, ниобия, редких земель и молибдена. Вторая зона средне- и низкотемпературных процессов определила развитие проявлений полиметаллических руд, реже редких земель и радиоактивных элементов. Пространственно первая зона располагается в пределах глубинного разлома и выходов гранитов даванской интрузии (осевая и восточная части Байкальского хребта). Вторая — охватывает гранитоиды ирельского комплекса, породы хибеленской свиты и байкальской серии (западный склон и предгорье Байкальского хребта).

Для зоны высокотемпературных гидротермальных процессов необходимо отметить некоторые общие факторы структурного магматического и петрологического контроля бериллиевой минерализации, находящейся в парагенезисе с ниобием и редкими землями, в метасоматически-измененных ортогнейсах и кварцево-гидротермально-метасоматических жилах.

1. Даванская зона смятия является главной контролирующей структурой, значение которой сказалось не только в процессе внедрения и становления отдельных интрузий ирельского комплекса и гранитов даванской интрузии, но и в последующей роли при формировании пегматитовых и гидротермально-метасоматических образований, несущих редкометалльную минерализацию.

2. Основным фактором, обусловившим широкое проявление в этой зоне смятия гидротермально-метасоматических процессов и в ряде случаев рудной минерализации, является приуроченность к ней рудоносной даванской интрузии.

3. На генетическую связь гидротермальных процессов и редкометалльной минерализации с даванской интрузией гранитов указывают:

а) пространственная приуроченность и зональное расположение жильных образований (аплитов, пегматитов, гидротермально-метасоматических кварцевых жил и зон с рудной минерализацией) вблизи выходов гранитов;

б) геохимические особенности гранитов — отсутствие сколько-нибудь повышенной щелочности, наличие биотита, незначительное количество железисто-магнезиальных алюмосиликатов, отсутствие в аксессуарных минералах повышенных концентраций титана и других высоковалентных элементов обусловили (по Беусу) ограниченное рассеяние бериллия в решетках силикатов (содержание бериллия 0,003%) и накопление его в постмагматических продуктах;

в) наличие минералов из группы тантал-ниобатов как в даванских гранитах, так и в рудных зонах;

г) гранитоиды даванской интрузии и рудные минералы в гидротермально-метасоматических жилах и метасоматических зонах не подвержены динамотермальному метаморфизму, что в какой-то мере свидетельствует об одновозрастности этих образований и исключает возможность генетической связи рудной минерализации с динамометаморфизованными гранитоидами ирельского комплекса.

4. Кроме структурного и магматического факторов в размещении рудной минерализации намечается петрологический контроль: а) вмещающий комплекс рудной минерализации представлен гранитоидами ирельского комплекса, изме-

ненными в условиях эпидот-амфиболитовой фации динамометаморфизма; б) установлена приуроченность рудной минерализации к контакту гнейсо-гранитов IV фазы с гнейсовидными порфирами щелочного состава I фазы ирельского комплекса. Приконтактовая зона, по-видимому, способствовала рудообразованию в силу структурных особенностей (максимальная трещиноватость в ослабленных участках), резкой смены (рН) от кислых пород к щелочным и, наконец тем, что порфиры I фазы ирельского комплекса, характеризующиеся плотным тонкозернистым сложением, возможно, играли роль экрана для рудных растворов.

Поисковыми признаками метасоматических зон с рудной минерализацией являются: 1) осветление пород, обусловленное альбитизацией, мусковитизацией и окварцеванием; 2) амазонитизация и флюоритизация пород; 3) наличие гидротермально-метасоматических зональных кварцевых жил и жил дымчатого, водяно-прозрачного зернистого кварца; 4) наличие выходов лейкократовых и биотитовых гранитов даванской интрузии; 5) наличие ореолов рассеяния рубидия и цезия (по металлометрическому опробованию), указывающих на процессы амазонитизации в породах, что, в свою очередь, тесно связано с альбитизацией и рудной минерализацией; 6) наличие рассеянной минерализации по шлиховому опробованию, тантало-ниобатов, монацита, активного циркона и флюорита, возможно, также касситерита. Коренными источниками перечисленных минералов могут быть метасоматические рудные зоны, в которых они являются сопутствующими минералами берилла.

По нашим рекомендациям, в пределах выделенных металлогенических зон, проводятся поисково-съемочные работы масштаба 1 : 50 000. Кроме того, нами рекомендуется в редкометальной Даванской зоне смятия провести комплекс специализированных работ на бериллий, редкие земли, тантал и ниобий с целью выяснения генетической связи рудопроявлений с определенными интрузивными образованиями и установления поисковых критериев для ведения дальнейших рациональных поисков.

Для платформенной части района характерно полное отсутствие магматической деятельности и широкое развитие нормально осадочных образований.

Последние представляют особый интерес на возможное обнаружение рудопроявлений полиметаллических руд в породах байкальской серии, марганца в породах качергатской свиты и свинца в карбонатных породах устькютской свиты.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Территория описываемого листа специальному гидрогеологическому исследованию не подвергалась, поэтому гидрогеология освещается схематично.

Поверхностные воды. К этому типу относятся воды всех рек, ручьев, озер и болот, находящихся в районе. Реки имеют крайне неравномерный (горный) режим стока, находящийся в прямой зависимости от атмосферных осадков и подземного питания.

Подземные воды. По характеру залегания и литологии вмещающих пород подземные воды района можно подразделить на следующие типы:

- 1) порово-пластовые воды рыхлых отложений;
- 2) пластово-трещинные воды осадочных образований;
- 3) трещинно-карстовые воды карбонатных отложений;
- 4) трещинно-жилые воды интрузивных пород.

Порово-пластовые воды приурочены к аллювиальным и ледниковым отложениям, особенно широко развитым в западной половине исследованного района. Питание вод этого типа происходит как за счет инфильтрации атмосферных осадков, так и за счет поверхностных вод современных рек и ключей. Воды моренных и флювиогляциальных отложений залегают на различных глубинах. Водоупором для них служат моренные суглинки и глины. В тех случаях, когда водоупор находится на небольшой глубине, местность заболочена. Воды аллювиальных отложений приурочены в основном к речным террасам современной гидросети. Верхняя граница этих вод и их дебит всегда находятся в прямой зависимости от уровня современных водотоков.

Порово-пластовые воды по химическому составу гидрокарбонатные кальциево-натриевые и гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией до 0,5 г/л. Характерным для них является редкое присутствие магния. Температура вод +2—5°. Дебит источников от 1 до 5—7 л/сек.

Пластово-трещинные воды приурочены к осадочным образованиям протерозоя и нижнего палеозоя. Водовмещающими породами для них являются песчаники, кварциты и гнейсы. Водоупорными горизонтами служат глинистые сланцы, алевролитовые сланцы и алевролиты. Дебит источников небольшой (1,5—2,0 л/сек), выходы их приурочены, как правило, к склонам водоразделов. Воды этого типа также, пресные, гидрокарбонатные кальциево-натриевые и гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией до 1 г/л. Питание их происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков, реже за счет поверхностных вод.

В бассейне р. Умбеллы, вблизи выходов пород устькютской свиты нижнего ордовика, среди флювиогляциальных отложений наблюдается ряд низко-температурных радоновых источников, связанных, по-видимому, с тектонической зоной.

По данным местных жителей, источники не замерзают зимой. Один из таких источников * находится на левом берегу р. Нарьягны, в 1,6 км выше устья. В месте выхода этот источник представляет собой несколько чашевидных углублений диаметром от 1,5 до 5,0 м и глубиной от 1,0 до 1,8 м. Выход воды пульсационный. Отмечается периодическое выделение пузырьков газа. Вода прозрачная, со слабовяжущим вкусом, без цвета, без запаха, осадка нет. Химический состав по формуле Курлова следующий:

$$M_{231} = \frac{HCO_3 \ 92}{Na \ 54 \ Ca \ 37} \ 2 - 4^\circ, \ D \ 2 - 15 \ л/сек.$$

Радиоактивность воды определяется в 74—165 эман (Писарский, 1962ф).

Трещинно-карстовые воды приурочены главным образом к карбонатным породам устькютской свиты и ленского яруса. С ними связаны поверхностные формы карста (карстовые воронки, слепые овраги, поноры), которые отмечаются по долинам рек Аверичевой Хамы, Джелтую, Огневой и др. На участках развития карста часто наблюдается исчезновение поверхностных водотоков. Благоприятные условия питания трещинно-карстовых вод способствуют накоплению значительных запасов воды в карбонатных толщах. Карстовые источники встречаются по долинам рек и имеют значительный (до нескольких кубических метров в секунду) дебит. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 1 г/л.

Трещинно-жилые воды приурочены к тектоническим зонам нарушения и зонам повышенной трещиноватости интрузивных пород. Эти воды обычно залегают на глубине 60—70 м. Источники, дренирующие их, малобитны и слабо минерализованы.

При дальнейшем освоении природных богатств края пресные воды источников могут быть использованы в народном хозяйстве.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

Арсеньев А. А., Нечаева Е. В. Магматические породы Байкальского нагорья. Тр. лабор. докембр. АН СССР, вып. 2, 1953.

Домбровский В. В. Геология Байкало-Патомского нагорья. Тр. Вост.-Сиб. ГУ, вып. 26, Иркутск, 1940.

Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской области. Тр. ин-та географии, вып. 9, 1952.

* Бальнеологические свойства воды описаны в разделе «Полезные ископаемые».

ПРИЛОЖЕНИЕ I

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
1	Власов И. Н. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Кунерма-Гоуджекит	1962	ТГФ Иркутского ГУ, № 06421
2	Гарифулин А. Г., Чирцов Л. Д., Ильин Г. Г. и др.	Результаты поисковых работ на уран в бассейнах рек Кутимы, Домугды, Верхней Ирели. Отчет 132 партии за 1961 г.	1962	ТГФ Иркутского ГУ
3	Дзинкас Ю. К., Феоктистов Г. Д. и др.	Отчет Ирельской поисково-съёмочной партии по работам в Северо-Западном Прибайкалье в 1953 г.	1954	ТГФ Иркутского ГУ,
4	Лобанов М. П., Шемякин Ю. В. и др.	Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000, проведенных Кунерминской партией в 1961 г.	1962	№ 01912 ТГФ Иркутского ГУ, № 06561
5	Суханова Н. В. и др.	Отчет Верхне-Ирельской геологической партии за 1961 г.	1962	ТГФ Иркутского ГУ
6	Тамбовцев М. М., Нонин М. М., Афанасьев Б. В. и др.	Перспективы ураноносности протерозойских и нижнекембрийских осадочных, вулканогенных и метаморфических формаций Северо-Западного Прибайкалья (отчет Бундинской партии за 1960 г.)	1961	Фонды Всесоюзного научно-исследовательского геологического института
7	Тамбовцев М. М., Ермолаев Б. А., Афанасьев Б. В. и др.	Перспективы ураноносности среднепротерозойских осадочно-вулканогенных и субвулканических формаций Северо-Западного Прибайкалья (отчет Бундинской партии по работам 1961 г.)	1962	Фонды Всесоюзного научно-исследовательского геологического института

Продолжение прилож. I

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
8	Тигунов Л. П., Шманкевич А. Ю.	Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Западного Прибайкалья (промежуточный отчет Средне-Ирельской поисково-съёмочной партии по работам 1961 г.)	1962	ТГФ Иркутского ГУ
9	Файзулин Н. М., Кирпичникова Н. С.	Геологический отчет о результатах работ Северо-Байкальской партии за 1958 год	1959	Фонды треста № 1 Ангаро-Саянской экспедиции
10	Шемякин Ю. В., Лобанов М. П. и др.	Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000, проведенных Кунерминской партией в 1959 г.	1960	ТГФ Иркутского ГУ
11	Шемякин Ю. В., Лобанов М. П. и др.	Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000, проведенных Кунерминской партией в 1960 г.	1961	ТГФ Иркутского ГУ, № 05928

ПРИЛОЖЕНИЕ 2
СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-49-I КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000

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

Точильные камни
(абразивное сырье)

64	III-3	Ирельское	Не эксплуатируется	К	3
----	-------	-----------	--------------------	---	---

ПРИЛОЖЕНИЕ 3
СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-49-I КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1 : 200 000

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

Металлические ископаемые

Черные металлы

65	III-4	Магнетитовые руды Неручандинское	Метаморфизованные меланократовые шонкиты, содержащие окис железа до 40%	11
14	I-4	Гематитовые руды Дельбичиндинское	В граносенитах и сиенит-порфирах наблюдаются трещинки, выполненные гематитом. Содержание железа 10%	10
5	I-2	Марганец Умбельское	Прослой обохренного песчаника. Содержание марганца до 10%	10
35	II-4	Титан Кунерминское	Прожилки кварца в ортогнейсах с кристаллами ильменита. Содержание двуокиси титана 1,76%	10
37	II-4	Третий левый приток р. Гоуджекита	Ореол рассеяния. Содержание ильменита до 400 г/м ³	10

Цветные металлы

17	II-2	Медь р. Сурина	Ореол рассеяния. Содержание меди 0,01—0,06%	11
19	II-2	Водораздел рек Кунермы и Верхнего Ярала	Ореол рассеяния. Содержание меди 0,01—0,06%	11

Продолжение прилож. 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
12	I-4	Левый приток р. Окунайки	Ореол рассеяния. Содержание меди 0,01—0,06%	10
59	III-3	р. Слюдянка	Ореол рассеяния. Содержание меди 0,01—0,06%	11
25	II-3	Правый приток р. Верхнего Ярала	Ореол рассеяния. Содержание меди 0,01—0,06%	11
4	I-2	Предгольцовое	Малахит в виде мелкой вкрапленности в кварцевых песчаниках. Содержание меди 0,01%	10
60	III-3	Суховское	В дайке диабазового порфирита содержание меди 0,3%	3
10	I-3	Умбельское	Развалы кварцево-кальцитовой жилы. Содержание меди 0,01—0,1%	10
Свинец				
55	III-3	Афанасьевское	В осypi обломки свинцовой руды. Содержание свинца 33,6%	7
16	II-2	Бугринское	В карбонатных породах устькутской свиты редкая вкрапленность галенита. Содержание свинца до 0,3%	11
47	III-3	Верхне-Яральское	В гидротермально-измененных граносиенит-порфирах II фазы ирельского комплекса. Содержание свинца до 0,1%	11
81	IV-3	Гольцовое	Катаклазированные породы граносиенитового состава с редкой вкрапленностью галенита и церуссита	3
31	II-4	Даванское	Кварцевая жила с редкими гнездами галенита. Содержание свинца 1,0%	10

Продолжение прилож. 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
11	I-3	Дельбичиндинское	В катаклазированных граносиенит-порфирах. Содержание свинца до 0,01%	4
78	IV-3	Ирельское	Кварцевая жила с вкрапленностью мелких кристаллов галенита	4
83	IV-3	Маркинское	Кварцевая жила с вкрапленностью галенита. Содержание свинца 0,01%	8
76	IV-3	Нижне-Ирельское	Развалы кварцевой жилы с гнездами галенита	4
54	III-3	р. Ярал	Ореол рассеяния. Содержание свинца 0,01—0,06%	11
6	I-2	р. Хама	Ореол рассеяния. Содержание свинца 0,01—0,06%	11
85	IV-3	Южное	Кварцевая жила с гнездами галенита и чиллагита. Содержание свинца 0,01%	8
<i>Полиметаллические руды</i>				
26	II-4	р. Дельбичинда	Ореол рассеяния. Содержание свинца 0,01—0,06%, цинка 0,03—0,1%	10
82	IV-3	Левый приток р. Маркиной Ирели	Ореол рассеяния. Содержание свинца 0,01—0,06%, цинка 0,03—0,01%	4
84	IV-3	Пограничное	В зоне трещиноватых осветленных гранитов. Содержание свинца 1—6%, цинка 0,3%, меди 0,003%	8
<i>Редкие металлы</i>				
Олово				
71	IV-1	Левый приток р. Маркиной Ирели	Редкие знаки касситерита в шлиховых пробах	4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
29	II-4	Молибден Гоуджекитское	В гнейсо-гранитах участки с мелкой вкрапленностью молибденита. Содержание молибдена 0,001%	1
23	II-3	Ручей Медвежий	Ореол рассеяния. Содержание молибдена до 0,03%	10
52	III-3	р. Кунерма	Ореол рассеяния. Содержание молибдена до 0,03%	11
49	III-3	Бериллий Верхне-Яральское	Глыба пегматита размером 10×15 см с мелкими кристаллами берилла	11
67	III-4	Голубичинское	Пегматитовые жилы с кристаллами берилла	10
31	II-4	Даванское I	В гидротермально-метасоматических жилах. Содержание окиси бериллия до 0,76%	10
32	II-4	Даванское II	В краевой зоне гидротермально-метасоматической кварцевой жилы. Содержание окиси бериллия до 0,16%, окиси лития до 0,03% и пятиокиси ниобия 0,003%	10
36	II-4	Даванское III	Гидротермально-метасоматические кварцевые жилы с кристаллами берилла. Содержание окиси бериллия до 0,38%	1, 11
41	II-4	Даванское IV	Гидротермально-метасоматическая кварцевая жила с кристаллами берилла. Содержание окиси берилла до 3,99%	11
43	II-4	Даванское V	Гидротермально-метасоматическая кварцевая жила с кристаллами берилла. Содержание окиси бериллия до 2,5%	11

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
40	II-4	Даванское VI	Гидротермально-метасоматическая кварцевая жила с кристаллами берилла	11
45	II-4	Даванское VII	Развалы гидротермально-метасоматической кварцевой жилы с кристаллами берилла. Содержание бериллия 0,001%	11
30	II-4	Даванское VIII	Гидротермально-метасоматические кварцевые жилы с кристаллами берилла размером до 5 см. Содержание окиси бериллия 0,001%	1
38	II-4	Даванское IX	Зона метасоматически измененных пород с бериллом, бертрандитом, гельвином. Содержание окиси бериллия до 0,3%	1, 11
28	II-4	Даванское X	Зона метасоматически измененных пород с бериллиевой минерализацией. Содержание окиси бериллия 0,51%	10
39	II-4	Перевал Даван	Ореол рассеяния. Содержание бериллия 0,01%	10
24	II-3	Левый борт р. Кунермы	Ореол рассеяния. Содержание бериллия 0,01%	11
73	IV-3	Левый борт р. Нижней Ирели	Ореол рассеяния. Содержание бериллия 0,01%	4
56	III-3	р. Ярал	Ореол рассеяния. Содержание бериллия 0,01%	11
44	II-4	р. Верхняя Бира	Ореол рассеяния. Содержание бериллия 0,01%	10
75	IV-3	р. Рель	Ореол рассеяния. Содержание бериллия 0,01%	4

Продолжение прилож. 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку прилож. 1)
86	IV-4	Правый приток р. Слюдянки	Ореол рассеяния. Содержание бериллия 0,01%	4
66	III-4	р. Бира	Ореол рассеяния. Содержание бериллия 0,01%	11
13	I-4	р. Дельбичинда	Ореол рассеяния. Содержание бериллия 0,01%	10
87	IV-4	Рельское	В кварцевой жиле содержание бериллия 0,01%	3
61	III-3	Слюдянское	Пегматитовая жила с бериллиевой минерализацией. Содержание бериллия до 1,0%; цинка 0,1%; ниобия 0,03%; лантана 0,03%	11
53	III-3	Аральское	Развалы пегматитовой жилы с бериллиевой минерализацией. Содержание бериллия 0,1%	11
		Литий		
20	II-2	Верхне-Яральское	В карбонатных породах содержание окиси лития 0,02%	11
18	II-2	Куерминское	В карбонатных породах содержание окиси лития 0,03%	11
80	IV-3	Водораздел рек Маркиной Ирели и Рели	Ореол рассеяния. Содержание лития 0,01%	4
70	IV-1	Правый борт р. Улькана	Ореол рассеяния. Содержание лития 0,01%	4
72	IV-1	Правый борт р. Улькана	Ореол рассеяния. Содержание лития 0,01%	4
		Тантал и ниобий		
43	II-4	Биринское	В амазонитизированных гнейсо-гранитах содержание пятиокси ниобия 0,018%	1

Продолжение прилож. 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
15	I-4	Гоуджекитское	В прожилках кварцполевошпатового состава содержание ниобия 0,1%	10
31	II-4	Даванское	Колумбит и пирохлор в краевой зоне гидротермально-метасоматической кварцевой жилы. Содержание пятиокси тантала 0,021%; пятиокси ниобия 0,27%	1
21	II-3	Дельбичиндинское	Жила альбитизированного гранита. Содержание пятиокси лантана 0,002%; пятиокси ниобия 0,02%	1
62	III-3	р. Слюдянка	Ореол рассеяния. Содержание ниобия 0,01%	4
39	II-4	Перевал Даван	Ореол рассеяния. Содержание ниобия 0,006—0,03%	1
56	III-3	р. Ярал	Ореол рассеяния. Содержание ниобия 0,01%	11
58	III-3	р. Ярал	В шлиховых пробах редкие знаки тантал-ниобиевого минерала	
69	III-4	Слюдянское	Пегматитовые жилы с тантал-ниобиевой минерализацией. Содержание ниобия 0,06%	9
		Редкие земли		
57	III-3	Андреевское	В измененных пегматидных граносиенитах содержание редких земель 1,5%	6, 7
48	III-3	Верхне-Яральское	В измененных пегматидных граносиенитах содержание редких земель 0,21%	11
15	I-4	Гоужекитское	В прожилках кварцполевошпатового состава содержание редких земель до 0,9%	1

Продолжение прилож. 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
34	II-4	Даванское	В зоне гидротермально-измененных гнейсо-гранитов содержание редких земель 0,64%	11
79	IV-3	Ирельское	Аномальный участок с радиоактивностью 500 мкр/час	2
53	III-3	Клепиковское	В зоне дробления радиоактивность пород 500 мкр/час	4
35	II-4	Куерминское	В зоне измененных ортогнейсов содержание редких земель 0,71%	10
65	III-4	Неручандинское	В метаморфизованных шонкинитах содержание редких земель 0,93%	11
74	IV-3	Нижне-Ирельское	В зоне дробления радиоактивность пород 350 мкр/час	2, 7
9	I-3	Окунайское	В зоне окварцевания гранитов радиоактивность пород до 7000 мкр/час	2
77	IV-3	Ошеконское	В зоне дробления радиоактивность пород до 2500 мкр/час	6, 7
50	III-3	Озерное	В измененных гранитоидах в зоне разлома содержание редких земель 0,14%	4
27	II-4	Водораздел рек Куермы и Гуджекита	Ореол рассеяния монацита, фергусонита, ортита, оранжита, цирколита, циркона	11
68	III-3	Бассейны рек Неручанды и Слюдянки	Ореол рассеяния монацита, ортита, циркона	11
42	II-4	Левый борт р. Верхней Биры	Ореол рассеяния. Содержание лантана 0,03%; иттрия 0,01%; иттербия 0,001%	11
46	III-2	Правобережное	В зоне дробления радиоактивность пород 185 мкр/час	2, 7

Продолжение прилож. 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
63	III-3	Правый приток р. Нижней Ирели	В зоне дробления радиоактивность пород 160 мкр/час	2, 7
7	I-3	Правый приток р. Умбеллы	В зоне дробления радиоактивность пород 200 мкр/час	2
8	I-3	Левый борт р. Окунайки	В зоне дробления радиоактивность пород 700 мкр/час	2
2	I-2	Левый приток р. Умбеллы	В зоне дробления радиоактивность пород 440 мкр/час	2
33	II-4	Перевальное	Бериллиевый ортит в зальбандах гидротермально-метасоматической жилы. Содержание редких земель 0,56%	11
3	I-2	Хакинское	В зоне дробления радиоактивность пород до 600 мкр/час	2
51	III-3	Яральское	В измененных пегматоидных граносиенитах содержание редких земель 1,5%	11
88	IV-4	Руть Рельское	В гнейсо-гранитах редкий знак киновари	5
Неметаллические ископаемые <i>Оптическое сырье</i>				
22	II-3	Горный хрусталь, флюорит Осиновское	Друзы кварца и флюорита в зоне тектонического нарушения. Размер друз 12 см в поперечнике	1
Источники и лечебные грязи <i>Источники минеральных вод</i>				
1	I-1	Умбельское	Родановый источник с дебитом до 15 л/сек. Радиоактивность 165—675 зман	11

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	5
Интрузивные образования	18
Тектоника	31
Геоморфология	38
Полезные ископаемые	40
Подземные воды	50
Литература	51
Приложения	54

Редактор издательства *А. М. Поспелова*
Технический редактор *В. В. Романова*
Корректор *Т. М. Кушнер*

Формат 60×90¹/₁₆.
Тираж 100 экз.

Подписано к печати 21/III 1968 г.
Печ. л. 4,25

Уч.-изд. л. 6,5
Заказ № 03407

Издательство «Недра»
Ленинградская картфабрика ВАГТ