

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР  
БУРЯТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаба 1:200 000

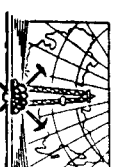
*Серия Бодойинская*

Лист О-49-XXXXII

Объяснительная записка

Составители: *П. Б. Дедюхин, А. Д. Митчин, Ф. Г. Рейф,*  
*Д. Ц. Цыренов*  
Редактор: *А. С. Кульчицкий*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ 1965 г.,  
протокол № 43



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1971

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение . . . . .	3
Стратиграфия . . . . .	5
Интрузивные образования . . . . .	20
Тектоника . . . . .	34
Геоморфология . . . . .	39
Полезные ископаемые . . . . .	42
Подземные воды . . . . .	51
Литература . . . . .	52
Приложения . . . . .	57

## ВВЕДЕНИЕ

Территория, охватываемая листом О-49-XXXII, расположена в Северо-Байкальском районе Бурятской АССР и ограничена координатами 56°00'—56°40' с. ш. и 109°00'—110°00' в. д. Ортографически она является частью Северо-Байкальского нагорья. У западной границы расположены отроги хребта Намера-кайт, в юго-западной ее части — хребет Ундар, в центральной — Довыренская гора, в юго-восточной ее части — отроги Верхне-Ангарского хребта. Абсолютная высота хребтов до 2318 м, относительные превышения от 500 до 1000 м. Хребты протягиваются на северо-восток. Между Ундаром и Намеракайтом расположено среднегорье с абсолютными высотами 1200—1700 м.

Реки юго-восточной части района относятся к Байкальскому бассейну, а северо-западной — к Ленскому; наиболее крупными реками первого являются Тья и Холодная, а второго — Большая и Тевая Минн. Реки горного типа, не судорожны.

Климат района резко континентальный. Продолжительность зимы 5—6 месяцев. Наибольшее количество осадков выпадает в пределах хребтов и достигает 550—570 мм в год. Растительность и животный мир района типичны для горно-таежных областей Сибири.

В 50 км южнее рамки планашта расположен районный центр — пос. Нижнеангарск. В связи с проведением геологоразведочных работ за последние годы на обширной территории возникли поселки Озерный и Рыбачий. От них к Нижнеангарску проложены автомобильно-тракторная дорога и тропы. Нижнеангарск связан с г. Улан-Удэ авиационным, автомобильным (зимой) и водным транспортом — по оз. Байкал до ст. Танхой и порта Байкал.

Экономически район мало освоен. Население, преимущественно русские, буряты и эвенки, работает в геологоразведочных партиях; эвенки занимаются охотой и оленеводством.

Геологическое изучение района началось в конце прошлого столетия. Первые геологические исследования проводились по долинам крупных рек и вдоль берега Байкала. К концу XIX — началу XX века относятся работы И. Д. Черского (1877—1880), В. А. Обручева (1910), П. И. Преображенского (1911), М. М. Тегьева (1913, 1914). Предложенные ими стратиграфические схемы, основанные на расчленении пород по степени их метаморфизма, в настоящее время устарели.

Систематическое геологическое изучение района началось только после Великой Октябрьской социалистической революции и проводилось В. Г. Дитмаром в 1928—1929 гг., М. М. Лавровым в 1932 г., Д. А. Бочковым в 1935 г., В. В. Домбровский в 1934 г., А. А. Арсентьевым и В. П. Масловым в 1936 г., А. С. Кульчицким в 1939 г., Л. П. Серовым в 1943 г. Эти исследования выделят архейские высокометаморфизованные и менее измененные протерозойские и кембрийские толщцы.

После Великой Отечественной войны в южной части Северо-Байкальского нагорья были организованы геологосъемочные и поисковые работы в масштабе 1 : 200 000. Они проводились А. С. Кульчицким в 1949 г., А. А. Малышевым в 1952 г., Л. Е. Окуневым в 1952 г., В. А. Дворкин-Самарским в 1957 г., М. М. Мануйловой в 1956 г. По их предположениям за исключенным А. С. Кульчицкого, образования архейского возраста в этой части нагорья

Редактор издательства *Н. Г. Державина* Техн. редактор *В. В. Ромиднова*  
Корректор *А. А. Сивакова*

Подписано к печати 22/XI 1971 г. Уч.-изд. л. 7,6  
Печ. л. 4,5 Зак. № 04172  
Формат бумаги 60×90 1/16. Тираж 100 экз.

Издательство «Недра»  
Ленкартфабрика ВАГТ

отсутствуют, а особенность состава и разная степень метаморфизма пород некоторых свит объясняется расположением их в различных структурно-фациальных зонах и воздействием гранитоидов. Большую часть территории свиты охватывают работы А. С. Кузьмичко (1955) и А. А. Малышева (1953). В первый из них разработана схема стратиграфии района, в которой автор подразделяет метаморфические образования на архейские (Чукотская толща), нижнепротерозойские (олокотская свита), среднепротерозойские (сыпнырская свита), верхнепротерозойские (ондокская свита) и палеозойские (мало-ягельская свита). Эта схема в основном отражает геологию района, но в результате более детальной работ в последние годы появились новые данные. Исходя из них образования, относимые А. С. Кузьмичко к архею, большинство исследователей на основе их взаимоотношений и по абсолютному возрасту свиты относят к нижнепротерозойским. Часть отложений ондокской свиты (конгломераты) в настоящее время принадлежит холодинской свите нижнего кембрия. Ондокская же свита, лежащая (по А. С. Кузьмичко) несомненно на нижней протерозойской олоктской, относится сейчас к верхнему протерозою и в основном лежит на олоктской верхнепротерозойской. А. А. Малышев, основывая стратиграфию нижнего протерозоя и палеозоя, впервые относит образования юрундуканской свиты к нижней части разреза протерозоя, холодинскую же свиту — к нижнекембрийским отложениям.

Открытые рудопроявления никеля, рудных металлов и других полезных ископаемых в Северо-Байкальском нагорье вызвано необходимостью составления геологической карты масштаба 1 : 200 000, проведения геологических работ масштаба 1 : 50 000, разведки месторождений и постановки различных тематических исследований. В этих работах участвовали М. М. Мануйлова (1957), В. А. Дворкин-Самарский (1958), Н. М. Файзулин (1959), А. П. Рихванов (1959), И. К. Асланов, М. М. Мануйлова (1960, 1961, 1962), В. М. Таевский (1960), Ф. К. Чинакаев (1959, 1960, 1963), П. Б. Дедюхин (1960, 1961, 1963), В. В. Скрипкина (1961), В. В. Батханов (1961, 1962, 1963), В. А. Чабаненко (1961, 1962, 1963), А. Н. Артемьев (1961, 1962), М. П. Дюбанов (1960, 1962), Ф. Г. Рейф (1962), А. Н. Демин (1962, 1963, 1964) и Л. М. Бабурин (1962, 1964), В. И. Дубченко (1964).

Были составлены геологические карты различных участков территории листа и прилагающих площадей, изучены рудоносные участки, предварительно оценены месторождения никеля и проявления других полезных ископаемых, изучены процессы метаморфизма. Хотя многие из них и привносят новые данные по геологическому строению, но ряд вопросов, особенно по стратиграфии, окончательного решения не получили.

Материалы по геологическим исследованиям Байкальской горной области, в том числе по Северо-Байкальскому нагорью, обобщались Е. В. Павловским (1948) и Л. И. Сагопом (1956, 1958, 1964).

Геофизическое изучение района началось только в последнее время. Аэрогазометрические работы масштабов 1 : 100 000 и 1 : 50 000 проводились специализированной экспедицией (в 1951 г. О. Н. Шанюнкиским и Г. Н. Давшолок, в 1952 г. Ю. А. Куликовым) и Г. Н. Давшолок, в 1962—1963 гг. В. П. Прицак и Н. Д. Тихомировым). Выявлен ряд точек с радиоактивными аномалиями, связанными с разломами и редкометалльными проявлениями.

Аэромагнитные исследования масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 выполнены В. И. Бломенщановым (1960) и В. В. Суспеншиковым (1958), а масштаба 1 : 50 000 — В. И. Никитиным (1961). В результате этих работ обнаружены аномалии магнитного поля, обусловленные основными породами и разломами. Наземные геофизические работы, вызванные необходимостью поиска полезных ископаемых, выполнялись в 1959 г. А. Н. Ситниковым и в 1961 г. Г. О. Газаряном.

При составлении геологической карты и карты полезных ископаемых листа О-49-XXXII, а также текста записки использования опубликованные в рукописные работы А. А. Малышева (1953), А. С. Кузьмичко (1955), В. А. Дворкина-Самарского (1958), И. К. Асланова (1960—1962), А. П. Рихванова (1961), В. В. Скрипкиной (1961), В. А. Чабаненко (1961—1963), Ф. Г. Рейфа (1962),

П. Б. Дедюхина (1963), Л. М. Бабурин (1962—1964), М. М. Мануйловой (1956, 1960, 1964) и А. И. Демиды (1964).

Большую часть записки составил П. Б. Дедюхин. Основную часть главы «Палеозойские ископаемые» написал А. Д. Митчин, главы «Тектоника» и «Кембрийские отложения» — Д. Ц. Цыренов. В составлении геологической карты участвовал Ф. Г. Рейф.

## СТРАТИГРАФИЯ

Преобладающие в районе глубокометаморфизованных, сложноплющиваемых немых толщ и многочисленные тектонические разрывы затрудняют выработку надежной стратиграфической схемы. Поэтому до настоящего времени остаются спорными многие вопросы, касающиеся объема отдельных стратиграфических подразделений их взаимоотношений. Стратифицированные образования в возрастном отношении подразделяются нами на нижние, средние и верхнепротерозойские, нижнекембрийские и четвертичные. В составе каждой возрастной группы выделяются серии, подсерии и свиты.

### Нижний протерозой

#### МУГСКАЯ СЕРИЯ

##### Верхняя подсерия

Нюрундуканская свита (Рунд). Метаморфические образования мощностью до 4000 м — юрундуканской свиты распространены в бассейне Гасин-Джигита. Отсутствуют маркирующие горизонты и однообразия состава свиты не позволяют исследователям составлять ее детальный разрез. Свита сложена амфиболитами, роговооблачными и биотито-роговооблачными гнейсами, амфиболитами стагнации и нередко кварцитами. Породы мigmaticирированы.

Амфиболиты самые распространённые породы. Они темно-зеленые, почти черные, со светло-серым крупно-, среднезернистым, иногда массивной текстурой, роговообластной или неоматрицальной структурой. Составляют из обильной роговой обманки (40—70%) с включенными кварца, сосоритизированного андалита № 35 (25—30%), кварца, часто вторичного (5—20%), и эпидота. Акцессориями минералами являются сфен и рудный минерал. Первичная порода амфиболитов не выявлена, возможно, они образовались из эффузивов основного состава.

Гнейсы роговооблачные и биотито-роговооблачные, темно-серые и серые с ясно выраженной гнейсовидной текстурой. Они состоят из ориентированных зерен обильной роговой обманки (40—50%), андалита (30—40%), кварца (20—25%) и биотита (до 5%).

Свиты амфиболитов подразделяются на эпидито-роговооблачные и актино-биотито-кварцевые.

Эпидито-роговооблачные свиты мелкозернистые, грануломатрицальной структуры. Составляют из обильной обманки (50%), сосоритизированного андалита (25%), кварца (25—30%), эпидота (до 5%), замещающего роговую обманку, и единичных зерен сфена.

Актинито-биотито-кварцевые свиты имеют колочатую текстуру и гранулобластную, участками фибробластную структуру. Они состоят из биотита (35%), кварца (35%), актинолита (20%), андалита, иногда зерен граната (до 5%) — андалита (2) размером до 3—4 мм. Крупнозернистые породы образуются зернами кварца и андалита, обычно сосоритизированного и поцарапанных частях, а мелкозернистые — кварцем, биотитом и актинолитом.

Первичные породы юрундуканской свиты типичные мигматизированные и претерпевшие глубокие изменения в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Устойчивой минеральной ассоциацией в них выделяются роговая обманка

ка — плагиоклаз — кварц и биотит — плагиоклаз — кварц. Вблизи тектонических разрывов породы нередко диагрированы. В составе последних мигматитов четко выделяются субстрат и графитный материал. Возможно, некоторая часть этих мигматитов погочатых гнейсов образовалась в результате метаморфической дифференциации. Образования свиты в мусковитском отношении характеризуются повышенным содержанием Тi, Cr, Ni, Cu.

Норундуканская свита несомненно перекрыта нижекембрийской холмогонской свитой, а с другими протерозойскими толщами и с харпгуйской свитой имеет тектонические контакты. По данным В. П. Духовича (1964), она подстилается кристаллическими известняками — вероятными аналогами нижепротерозойской будундической свиты, относящейся к верхним этажам подсерии мусковит-серпик. Судя по геологической карте масштаба 1:500 000 Л. П. Садола (1958, 1960), по простиранию переходит в образования клянской серии. На этом основании норундуканская свита относится нами к низам разреза верхней подсерии указанной выше серии.

Харпгуйская свита (P<sub>1</sub>h<sub>1</sub>). Отложения свиты распространены на водоразделе Тын и Холондой и представляют метаморфизованными сланцами, кварцитами и гнейсами, меньше кристаллическими известняками.

Разрез свиты в долинах рек Орхонкина и Амындогар (снизу):

1. Кварциты слюдяные с гранатом, серые, переслаиваются со сланцами двуслодяными . . . . .	60 м
2. Известняки кристаллические с графитом . . . . .	80 "
3. Кварциты слюдяные . . . . .	60 "
4. Сланцы слюдяные (с гранатом, ставролитом, изредка листомом и ильменитом) с прослоями метаморфизованных песчаников кварц-полюшиловых и кварцшловидных . . . . .	50 "
5. Кварциты слюдяные с прослоями метаморфизованных песчаников повошипато-кварцевых и кварцитоглистых . . . . .	120 "
6. Сланцы слюдяно-кварцевые с гранатом, биотитовые и двуслодяные, переслаиваются с метаморфизованными песчаниками повошипато-кварцевыми и кварцитами слюдяными . . . . .	110 "
7. Кварциты (с биотитом и гранатом) темно-серые с прослоями двуслодяных сланцев с гранатом . . . . .	140 "
8. Кварциты слюдяные . . . . .	100 "
9. Сланцы слюдяно-кварцевые . . . . .	80 "
10. Кварциты слюдяные с прослоями сланцев . . . . .	70 "
11. Известняки окварцованные . . . . .	40 "
12. Кварциты двуслодяные . . . . .	60 "
13. Кварциты слюдяные с прослоями сланцев слюдяно-кварцевых . . . . .	260 "
14. Сланцы слюдяно-кварцевые . . . . .	140 "
15. Кварциты слюдяные . . . . .	100 "
16. Сланцы амфиболовые . . . . .	40 "
17. Известняки кристаллические . . . . .	60 "

Общая мощность отложенной свиты по разрезу 1570 м.

Ниже описываются петрографические разновидности пород харпгуйской свиты.

**Кварциты слюдяные, двуслодяные, грубо-, реже тонкокристаллические серые и светло-серые.** Структура их порфириобластовая с лепидограно- и гранобластовой, а также зубчатой, основной тканью. Породы состоят из кварца (80%), ориентированно расположенного мусковита (10%), подложной шпата (единичные зерна и до 10%), акцессорных — циркона, апатита, турмалина и рудного минерала. В массивных кварцитах слюды немного. Порфириобласты представлены гранатом и реже полевым шпатом. Появление биотита в кварцитах превращает их в двуслодяные.

**Сланцы слюдяно-кварцевые** отличаются от кварцитов большим содержанием мусковита и серпикита, сланцеватой текстурой и мелкозернистым сложением.

**Гнейсы двуслодяные** сланцеватой текстуры, иногда массивной, гранобластовой структуры. Они состоят из микроклина до 15%, олигоклаза до 10%,

кварца до 30%, мусковита до 15%, биотита до 10%, единичных зерен сфена и рудного минерала.

**Песчаники метаморфизованные** переслаиваются с гнейсами и отличаются от последних респиритово-благотомеаметной структурой и повышенным содержанием полевых шпатов (до 40%) и кварца (до 40%).

**Сланцы двуслодяные с рудитом, иногда со ставролитом** встречаются в значительном количестве (по 50—70 м) среди слюдяных кварцитов и сланцев интрузивно-пробластовой основной тканью. Мусковит, биотит и кварц составляют большую часть пород. Порфириобласты образования гранатом (замещается хюритом) и ставролитом размером до 5—7 мм, мелкозернистым включением кварца, образующими в гнейсах спиральчатые гестипитовые структуры. Прямые включения циркон и рудитый минерал. Различаются мусковитовые, двуслодяные и преимущественно биотитовые сланцы. На правобережье Орхонкина встречаются сланцы с порфириобластами и скоплениями призматических кристаллов бланшо-голубого цвета; они состоят в основном из слюды.

**Сланцы амфиболовые и амфиболиты** состоят из удлиненных зерен роговой обманки, редко актинолита и мелких зерен кварца. Продолговатые зерна роговой обманки часто погнуты, раздроблены и замещены хюритом. В массивных разностях пород присутствует андалезит, нередко замещенный кинолонзитом. Наблюдается эпидотизация, серпидитизация и хюритизация породобразующих минералов.

**Известняки кристаллические** встречаются прослоями мощностью до 80 м. Известняки светло-серые среднезернистые с единичками графита. На контакте с интрузивами они сквернированы, содержат гранат, эпидот и реже пироксен. Отложения харпгуйской свиты регионально метаморфизованы и превращены в кристаллические сланцы и гнейсы. Минеральный состав их характерен для условий амфиболитовой фазы метаморфизма. Местами в зонах некоторых нарушений породы неспитали репрессивный метаморфизм. Поэтому выскочка кварцевые минералы (гранат, эпидот и полевой шпат) замещены низкотемпературными гидроксидосодержащими — хюритом, серпикитом и хюритом. Вокруг интрузий сланцеватые породы перекристаллизованы, обогащены полевым шпатом и кварцем.

Стратиграфическое положение харпгуйской свиты точно не определено и понимается несомненно по-разному. С норундуканской свитой ее контакты тектонические, но, судя по тому, что она сланец крайней синклинальной складки, в ядре которой находится гнейсы угларской свиты (Джохкин, 1964), харпгуйская свита лежит ниже ее и, по нашему мнению, вероятно, нижепротерозойский возраст описанной свиты подтверждается сопоставлением ее с одноименной свитой в Занкалом Прибайкалье, сложенной аналогичными по петрографическому составу породами.

**Унгларская свита (P<sub>1</sub>un).** Две простирания на северо-востоке поюсы пород угларской свиты обнажаются на водоразделе Тын и Холондой. Они сложены главным образом биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гнейсами. Разрез свиты по рывью Орхонкина и р. Норундукану такой (снизу):

1. Гнейсы биотито-роговообманковые, среднезернистые и окривые, перемежаются со сланцами амфиболовыми и мигматитами . . . . .	600 м
2. Гнейсы биотитовые, мелко- и среднезернистые, с прослоями сланцев амфиболовых и эффузивов основного состава метаморфизованных . . . . .	850—900 "
3. Сланцы биотито-кварцевые с гранатом, подосчатые, светло-серые и пыльные, с прослоями гнейсов . . . . .	250 "
4. Гнейсы гранито-биотито-роговообманковые мелкозернистые и кристаллические сланцы с гранатом . . . . .	250 "
Общая мощность по разрезу 1950—2000 м.	

Унгларская свита насыщена пегматитовыми жилами, участвующими в складчатости и нередко будундизированными. Будунды иногда размером до 0,5 м, состоят из темно-серого кварц-полюшиловатого материала. Вблизи гра-

литых тел появляются очковые гнейсы и мигматиты (инжекционные гнейсы). Количество перматитовых жил по простиранию свиты и степень мигматизации ее пород или уменьшаются, или увеличиваются, поэтому ее состав изменяется: базоматитогниты, мигматиты и очковые гнейсы в одном и том же горизонте переходят по простиранию в подосчатые гнейсы.

*Гнейсы биотито-роговодобывочные окисные и карбонаточные.* Техно-серые, подосчатые, порфиробластовой структуры с дендритообразной основной тканью и плексиогитной текстурой. Основная ткань состоит из кварца, полевого шпата, биотита, мусковита, серпикита и эпидота. Порфиробласты образуются плагиоклазом и микроклинитом. Текстура крупнокристаллическая грубо-сланцевая; среднезернистая основная ткань состоит из плагиоклаза, биотита, кварца и эпидота; порфиробласты представляют техно-серый и серый полевой шпатовый размер до 5 см. Наблюдаются булыжи (до 0,5 м) кварцево-полевошпатового материала. Вблизи мелких гранитных тел мусковитоматитового гнейса «свежесть» среднезернисты и постепенно переходят в мигматиты.

*Мигматиты* отличаются от описанных гнейсов наличием «костей» гранитного материала с порфиробластами до 1 см и более серого полевого шпата, обильно микроклина.

Юго-западнее района, по нашим наблюдениям (Дедюхин, 1961), средн описанных выше гнейсов заглают гнейсы с «конгломератовидной» текстурой с включенными овальной формы амфиболита, перматита, ангита, кварца, полевого шпата. По-видимому, эти гнейсы возникли частью из изверженных пород, частью из конгломератов и эффузивов в результате их динамометаморфизма.

*Сланцы амфиболовые* станицеватой текстуры, неукато- и триангономатобластовой структуры. Состоят они из удлиненных зерен эпидотизированной роговой обманки (реже актинолита), короткопризматического серпентинизированного альбита-олигоклаза, кварца, зерен сфена и титаноматитита. В некоторых сланцах, переходящих к амфиболитам, наблюдаются ризикты порфировой структуры, свидетельствующие об эффузивном их происхождении.

*Сланцы кварцевые с гранатами* мелкозернистые, подосчатые светлые и вишнево-серые. Структура их порфиробластовая, текстура станицевая и подосчатая, обусловленная кварц-полевошпатовыми инъекциями. Сланцы состоят из мелкозернистого агрегата кварца, режа полевого шпата, биотита, мусковита, роговой обманки. Порфиробласты граната замещаются серпикитом и хлоритом.

*Гнейсы биотито-роговодобывочные, мелкозернистые и сланцы кристаллические с гранатами* обжалются по среднему течению Орсканкана. Гнейсы серые, буроватые, и розовато-вишневые, тонкозернистые. Образованы альбитом, кварцем, биотитом, реже мусковитом и рланатом. Кристаллические сланцы розовато-серые и лиловые с порфиробластами плагиоклаза и кварца, реже калиевого полевого шпата и роговой обманки. Основная их ткань состоит из альбита, кварца, серпикита, мусковита. Поролы нередко преобразованы в базоматитогниты, окварцованы, эпидотизированы и серпентинизированы.

Отложения углеродистой свиты, судя по минеральному составу пород, ренонально метаморфизованы и местами контактово изменены (форезы шириной до нескольких сотен метров). Встречаются ассоциации минералов — роговая обманка, биотит, прапит и др. — характерны для амфиболовой фации метаморфизма. Вблизи зон разломов породы репрессивно метаморфизованы. Здесь в них встречаются также вторичные минералы, как хлорит, серпикит.

Стратиграфическое положение свиты определяется тем, что она на водоразделе Тыя с Норулуканом стелает ядро синклинали (Дедюхин, 1964) и составляет нерекрывает харпугуйскую свиту, образующую крылья. Поваление в низах углеродистой свиты мелких обломков известка посылужило С. А. Гуртуеву\* основание для предположения о возможном разрыве харпугуйской свиты и несогласии А. А. Малышев (1953) и Л. И. Сатоп (1958) образования, отсылаемые нами к углеродистой свите, помещали в низы разреза нижнего протерозоя. Чуниская свита (Ptés). Обширное междуречье Мини, Абыдаты и Кандаканди старается метаморфическими образованиями чуниской свиты. Одно-

образный состав, отсутствие маркированных горизонтов и неравномерная мигматизация пород затрудняет расчленение. В разрезе свиты наиболее распространены биотитовые и роговодобывочные биотитовые гнейсы и мигматиты с гнейсовым субстратом. В меньшем количестве встречаются амфиболитово-амфиболовые сланцы и гнейсы, кристаллические известняки, кварцево-биотитовые и двусоставные кварцево-биотитово-кордиеритовые сланцы.

*Гнейсы биотитовые и роговодобывочные-биотитовые* буровато-серые, серые и светло-серые, средне-мелкозернистые породы с ясно выраженной кристаллической станицеватостью и зонитово- и гетерогеннобластовой структурой. Состоят они из зерен размером 0,3—0,7 мм реликтовато-микроклина (20—60%), кварца (20—25%), олигоклаза (1,5—3%), биотита (10—35%), персика (60%). Примеси орпиг, циркон, апатит, рутила, минерал и сфен (до 1—2%).

*Мигматиты* связаны с гранитами углекислотного, чуниско-котарского и прельского интрузивных комплексов. Несоподосчатые мигматиты, возможно, образуются в условиях селективного расплавления кварцево-полевошпатового материала. Наиболее явными, весьма показателными признаками этого материала являются включения мигматиты с порфиробластами микроклина. Степень мигматизации различна. В ряде мест подосчатость в породах возникает, может быть, в результате метаморфической дифференциации. В постоянных мигматитах различаются гнейсовый субстрат и гранитный (мусковитоматитоматитовый) или перматитовый материал. Мигматиты включены нами в состав свиты. Минеральный состав гнейсов субстрата аналогичен составу описанных выше гнейсов.

*Амфиболиты* техно-зеленые, среднезернистые, станицеватой (реже массивной) структуры грано- и нематобластовой структуры. Они сложены роговой обманкой (45—60%), сосерпентинизованным альбита-табардом (20—30%), кварцем (6—10%), эпидотом (до 10%). Хлорит и биотит замещают роговую обманку. Примеси представляют сфен, апатит, рутил, минерал. Есть вторичный альбит.

*Амфиболовые сланцы* техно-зеленые, подосчатые станицеватой текстуры и дендритообразной структуры. Они образованы роговой обманкой (до 60%), плагиоклазом (15%), вторичными — эпидотом (до 9%), кварцем (10%), карпидитом, зеркала лучистым актинолитом и ириделеем сфена, орпига, рутила и биотитом, зеркала лучистым актинолитом и ириделеем сфена, орпига, рутила и рутилового минерала. Иногда сланцы содержат до 15% биотита. В зонах нарушенного биотит в сланцах замещается хлоритом и серпикитом. Сланцы распространены по рекам Калкачана, Абыдаты.

*Биотитово-роговодобывочные гнейсы* мелкозернистые подосчатые дендритообразной, реже порфиробластовой структуры. Они образованы роговой обманкой (до 30%), плагиоклазом (15%), калишнитом (до 20%), кварцем (до 15%), биотитом (до 15%) и акцессорными минералами — сфеном и рутилом минералом.

*Наветренные кристаллические* расщеплены в бассейне Калкачана и Абыдаты. Мелкозернистые (до 20 м) простом их выявляются среди гнейсов на правобережье Росомхи. Наветренные светло-серые, массивные, с глыбчатой подосчатостью. Структура их грано- и гетерогеннобластовая (состоят из кальцита (70—80%), тремолита (до 15% и более), кварца (до 15%), зеркала моноклинического и мусковита. Лучистые скопления тремолита распространены по всей породе, но больше на контактах с кварцевыми прожилками.

*Сланцы кварцево-биотитовые и двусоставные-кордиеритовые* встречаются в талкопидных простоях и линзах в зонах тектонического расщепления, преобразованных гидротермальными растворами. В кварцево-биотитовых сланцах гнейсы выявляются мусковит и рутил, кварц же образует прерывистые простом, линзонки и друзы (в пустотах). Биотито-кордиеритовые сланцы состоят из кварца (30%), биотита (10—30%), крупных зерен кордиерита (30—60%) с включенными мелкого кварца, циркона. Также и серпикит замещают кордиерит.

В тектоническом отношении гнейсы и мигматиты характеризуются наличием Ti 0,03—1%, V 0,001—0,03%, Sr 0,01—0,03%, Be 0,003%, Zr 0,001—0,1%, Jt до 0,01%, Y 0,001%.

\* Из подстрочного замечания в объяснительной записке (Дедюхин, 1962).



ров. В кварцево-эпидиото-хлорито-серпентиновом цементе туфов есть обломки плагноклаза и фельзитового порфира.

Эффузивы хибенской свиты регионально метаморфизованы до фации зеленых сланцев. В зонах динамометаморфизма метаморфизма выявлен зон разномов и гранитоидов ирельского комплекса эффузивы перекристаллизованы и превращены в базальтоидности и гнейсы. Для последних характерны минеральные ассоциации: (кварц)—микроклин—плагноклаз—биотит (эпидот) и кварц—микроклин—роговая обманка—биотит—плагноклаз, соответствующие амфиболитовой фации метаморфизма. Выдели от разномов породы наименьшей, повязанная в них кварц—плагноклаз—актинолит—биотит—эпидот—ассоциация типична для зеленосланцевой фации метаморфизма. В геохимическом отношении хибенская свита близка к верхней чуйской свите и отличается отсутствием гафния.

Стратиграфическое положение и возраста свиты определены в среднем течении р. Бол. Минн (Архангельск, 1962; Лобанов, 1962). Здесь эффузивы перекрыты отложениями верхнепротерозойского байкальского комплекса, а в нижнем районе, по данным Ф. Г. Рейфа (1952), среднепротерозойской чуйской свитой.

Чайская свита (Pech's). Терригенными отложениями чайской свиты сложен голед на правобережье. Тягловязк (у подножья гольца обнажаются «хибенские» эффузивы). В основании свиты залегает редкотачечные конгломераты, правельиты и полимиктовые песчаники, сменяющиеся выше аркозойными и кварцевыми песчаниками. Видимая мощность свиты 1500 м.

*Полмиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты* буровато-серые и бурые. Конгломераты образуют толщи в гравелитах и песчаниках и содержат редкие, размером до 3 см, гальки вышелевых эффузивов. Обломочный материал средней окатанности и легкой сортировки составляет от 10 до 45% объема породы. Цемент базальтовый, реже лещеный и поровый, аналогичен цементу гравелитов и песчаников, образован серпентином, хлоритом и глинистым материалом. Обломки представляют горшачи породами (их до 20% всего состава обломочного материала) — фельзитовыми порфирами, пегидоморфизма сланцами кварц-серпентиновой состава, жильными сланцами, метакристаллическими гранитами и зернами катактазированной кварца, реже плагноклаза. Размер зерен и обломков колеблется между 0,1—0,5 мм в песчаниках и до 5 мм в гравелитах.

*Аркозовые и кварцевые песчаники* отличаются от полимиктовых наличием в обломках только кварца и полевого шпата (нередко альбитизированного микроклина) в аркозовых песчаниках кварца и нереже серпентизированного плагноклаза и ортофирировых эффузивов — в кварцевых песчаниках. Цемент песчаников лещеный, поровый, серпентизированный; он составляет от 10 до 50% породы. Источником размыта и сноса материала для песчаников послужили, по-видимому, кислые эффузивы хибенской свиты, содержащие много кварца. Погово окатанность и угловатость обломков свидетельствуют о большом расстоянии переноса быстро продвигавшейся трансгрессии моря. Отложения, судя по хлорито-серпентиновому цементу, мало изменены; степень их метаморфизма не превышает фации зеленых сланцев, даже в зонах расщепления.

В терригенных осадках чайской свиты присутствует незначительное количество V, Ti, Ni, Cd, Zr, Yb, Ga, несколько больше Sr; отсутствуют Y, Be, Mo, Sn, Sr, Zn, Pb.

Непосредственные взаимоотношения между чайской и хибенской свитами нами не наблюдались, но конгломераты и гравелиты первой свиты содержат в гальках эффузивный материал второй свиты и прорывающих ее гранитов ирельского комплекса. Это позволяет сделать вывод о несогласии нагледной чайской свиты на хибенскую и тем самым подтвердить аналогичные данные, полученные А. И. Демини (1963) в соседнем районе. Верхняя возрастная граница определяется тем, что чайская свита прорывается гранитоидами култинского комплекса и перекрывается голоустенской свитой верхнего протерозоя (Демини, 1964; Пилуков, 1964).

## ТЕПТОРГИНСКАЯ СЕРИЯ (?)

Отложения тепторгинской серии пологой (?) на ширине) протягиваются по левобережью Абыца, ниже устья Тулуякита, и в хребте Угдлар. В последние фазы серии такой (снизу):

1. Известняки метакристаллические темно-серые и черные с прослойками сланцев глинисто-карбонатных, черных . . . . . 250 м
2. Известняки мелко-, среднекристаллические, белые, желтоватобелые, розовато- и светло-серые, с прослоями зеленых слюдисто-хлоритовых, слюдисто-хлорито-карбонатных сланцев . . . . . 300 ..
3. Филлиты черные, с прослоями серых серпенти-кварцевых сланцев и кварцевых песчаников . . . . . 100 ..
4. Филлиты, чередующиеся с кварцевыми песчаниками, кварцево-серпентиновыми и актинолит-хлоритовыми сланцами, гравелитами . . . . . 300 ..

*Сланцы* по Абыце тяготеют к низам разреза. Они темно-серые, лепидограно-, гетерограно- и порфиробластовой структуры, состоят из кварца, биотита, мусковита, роговой обманки, порфиробластов граната и дистена, реже из эпидота, проксека и примеси рудного минерала, фена, ширкона. Порфиробласты в двусторонних сланцах часто замещены хлоритом и серпентитом. Сланцы по Р. Катакачану серпенти-кварцевые, кварцево-слюдистые, глинисто-кварцевые, хлорито-серпенти-кварцевые и др.

*Гнейсы* в подчиненном количестве встречаются со сланцами и отличаются от них наличием микроклина, большим размером зерен, нарастающей текстуры, гранобластовой структурой.

*Слюдистые кварциты* перестраиваются со сланцами в средней и верхней частях разреза серии. Кварциты серые, сланцеватые, дендрогранобластовой структуры; состоят из кварца, мусковита, биотита, единичных зерен, плагноклаза, рудного минерала, фена, апатита.

*Известняки* нередко окварцованы. Гранобластовой структуры; состоят из кальцита, доломита, меньшие кварца, мусковита, биотита и черного глинисто-кварцевый.

*Песчаники* метаморфизованные, гранобластовой, биостоматитовой структуры. Они образованы зернами и обломками характерного голубого халцедонного кварца. Непостоянство размера зерен обуславливает появление гравелитов и переходов к тонкозернистым кварцитоподобным песчаникам со слюдкой. Цемент песчаников — базальтовый серпенти-кварцевый, реже карбонатно-кварцевый.

Отложения тепторгинской серии метаморфизованы в разных местах района по-разному. На правобережье Абыца они изменены до амфиболитовой фации. Об этом свидетельствуют такие ассоциации минералов: кварц—плагноклаз—микроклин—биотит, роговая обманка—кварц—плагноклаз, дистен—триплат—биотит—кварц. По Абыце отменяется также и ретрессивный метаморфизм пород (замещение в них граната и дистена хлоритом и серпентитом) и переход их в сланцы с низкотемпературными минералами. В хребте Угдлар отложения метаморфизованы до фации зеленых сланцев, степень их наименьшая, местами возрастает до эпидот-амфиболитовой фации.

Стратиграфическое положение и возраст тепторгинской серии в нашем районе точно не определены. В хребте Угдлар на сланцах и карбонатных породах серии лежат со скрутикой несогласие (?) отложения слюдяной свиты. На возможности скрытого несогласия, по нашему мнению (1964), указывают сланцы и прослойки конгломератов в сланцах верхнепротерозойской слюдяной свиты. В гальках встречаются граниты среднепротерозойского ирельского комплекса (Мануйлова, 1964). По В. В. Бахуханову (1964), на прилегающей территории эта серия несогласно перекрывается конгломератами верхнепротерозойской слюдяной свиты. Возраст отложений, относящихся нами к тепторгинской серии, условно принимается как среднепротерозойский.

## Верхний протерозой

### ПАТОМСКАЯ СЕРИЯ

Эффузивно-осадочные образования верхнепротерозойской патамской серии в районе представляются олокинской, оидокской и синайской свитами. Олокинская свита (Р<sup>301</sup>). Отложения олокинской свиты распространены в хребте Унгтар, верховьях Уокита Тылыкского, на правобережье Абыда. Они представлены сланцами, кварцито-глинистыми песчаниками, реке ортоафид-болитам и карбонатными породами. Разрез свит по направлению к востоку, что обусловлено фациальными переходами и различной степенью метаморфизма. В бассейне Уокита наблюдается следующая разрез (снизу):

1. Станцы кварцево-полевшипато-слоистые	150 м
2. Станцы кварцево-хлоритовые, с галькой кварцита	30 "
3. Станцы кварцево-полевшипатовые, зеленые, с прослоями орто-сланцев, часто миндалекаменных	470 "
5. Станцы кварцево-гранато-хлорито-ауфиболовые	190 "
6. Станцы кварцево-хлоритовые, кварцево-хлорито-карбонатные с линзовками кварца	650 "
Общая мощность отложений по разрезу 2190 м.	

Сланцы особенно часто встречаются в низах разреза свиты. В бассейне Катакчана зеленые и серо-зеленые сланцы типично-раннеобластовой структуры состоят из хлорита, актинолита, биотита, альбита, мочень мусковита, серпидита, кварца, карбоната. Между реками Катакчан и Абыда сланцы местами пронизаны кварцевыми жилами и сильней метаморфизованы. Они здесь имеют гранолито-областовую и порфиритоидную структуры, содержат больше хлорита, мусковит, кварц, полевой шпат, биотит и гранит обильны. В зависимости от преобладания тех или иных минералов они делятся на хлоритовые, актинолит-хлоритовые, хлорито-кварцевые, хлорито-карбонатные, хлорито-слоистые, слюдяно-кварцевые, кварцево-полевшипатово-слоистые (иногда с гранитом), кварцево-слоистые и кварцево-актинолитовые. Вблизи разлохов на р. Абыде появляются кварцево-хлорито-актинолитовые, с сульфидной минерализацией (см. «Полезные ископаемые»).

Конгломераты залегают среди хлорито-слоистых сланцев в низах свиты. На р. Катакчане они редкоголечные маломощные (мощность их варьирует от 10—20 до 80 м и «вторичности» мощностью от 200 до 700 м. Цемент конгломератов сланцеватый, хлоритово-слоистый. В нижних частях разреза в цементе начинают появляться эпидиоровые гальки гранитов и кварца, количество галек постепенно увеличивается к средней части «гранитов», а выше по разрезу уменьшается и конгломераты снова переходят в сланцы. Вверху появляются будинированные сланцы и «клясы» фельзит-порфиоров\*, местами включающие гальки. Гальки состоят из мелко- и среднетерритовых гранитов, редко гранито-песчиков. На левобережье Абыды гальки представляют крупнозернистые плагиограниты, граноселениты с рознофоровыми гранит-порфирами, биотитовыми гранитофоровыми гранитами с рознофоровым кварцем (Чабанешко, 1963). Гальки хорошо окатаны, уплощенно-эллипсоидальные, размеры их от 2 до 80 см в поперечнике. *Фельзит-порфиры* розовато-серые мелкозернистые с вкрапленниками розово-микрочапича и основной массой из альбита, кварца, биотита, кальцита, серпидита, хлорита, эпидота.

*Эпидот-альбит-актинолитовые ортосланцы* образуют невыдержанные по простиранно-сланцевые тела мощностью до 200 м. Текстура их подосчатая, часто миндалекаменная, структура неометаморфизованная и порфирито-областовая. Они состоят из актинолита (30—70%), альбита (до 40%), кварца (до 20%), эпидота (до 10%), биотита (до 5%), реке хлорита, зерен анатита и иерудитово-минерала.

*Песчанники кварцевые и полевшипато-кварцевые* залегают среди мелкозернистых сланцев прослоями мощностью от 1 до 5 м. Метаморфизованные песчанники серии тонкозернистые массивной текстуры, зубчатой биастонепсамитовой структуры. Размер зерен колеблется от 0,1 до 0,5 мм; цемент розовый, базальтовый, серпидито-кварцевый. Песчанники состоят из кварца (70—90%) и серпидита, слюдяных зерен альбита. Увеличение количества полевшипато-слоистых сланцев обуславливает появление полевшипато-кварцевых песчанников.

Песчаны встречаются по левобережью Абыды, они имеют граномезито- и гранито-областовую структуру, состоят из кварца (30—50%), микрочапича и ортоафиды (30%), биотита (15%), мусковита (5%), зерен анатита.

*Железистые кварциты* встречаются в слюдяно-кварцевых сланцах свиты-патамской серии. Состоят они из кварца (до 70%), эпидота (10%), актинолита (10—20%), гематита и магнетита (иногда до 40%).

*Известняки* темно-серые, мелкокристаллические, в бассейне Катакчана залегают среди сланцев горизонтальной мощностью до 25 м. Они состоят из кальцита (70—80%) и кварца (до 20%).

Олокинская свита не везде одинаково метаморфизована. Постепенный переход слабо измененных пород (по р. Катакчану) в кристаллические сланцы и пнейсы (по р. Абыде) амфиболитовой фации метаморфизма наблюдается в северо-восточном направлении и в сторону Абыдского разлома. Эти изменения, по нашему мнению, вызваны воздействием гранитов. Аналогичные преобразования пород на юго-запад от р. Катакчана\* наблюдались нами (1962, 1964) и С. А. Кузнецким (устное сообщение).

На изученной территории олокинская свита имеет тектонические контакты с более древними образованиями. В бассейне Катакчана она ложится, по-видимому, согласно на тектонически серую. Относительная высота этой свиты отложений среднепротерозойской тектонической серии (Балханов, 1964): 2) прерываем в конгломератах галек гранитовидных среднепротерозойской абыдской итрузии (Яценко, Варшавская, Мануйлова, 1964)\*\*; 3) согласна нагнетением на ней оидокской свиты, перекрытой в свою очередь кембрийскими отложениями.

Оидокская свита (Р<sup>302</sup>). Оидокская свита протягивается пологой на северо-восток от хребта Унгтар в межгорье Абыда—Олокит и далее. Ее разрез изложен В. А. Чабанешко (1962) по р. Уокиту Тылыкскому и на водоразделе Абыда—Олокит (снизу):

1. Известняки песчанистые с прослоями кварцито-глинистых песчанников и сланцев слюдяно-кварцито-глинистых	510 м
2. Станцы хлорито-карбонатные с прослоями известняков	200 "
3. Битуминозные известняки серые	80 "
4. Метакварцевые	200 "
5. Станцы кварцево-слоистые, «углисто»-глинистые, фидитовидные, серпидито-карбонатные, серые и темно-серые, с тонкими прослоями кварцито-глинистых песчанников	150 "
6. Кварцито-глинистые песчанники светло-серые	90 "
7. Станцы «углисто»-глинистые, иногда графитизированные темно-серые и черные с прослоями известняков мраморизованных и метакварцито-глинистых	550 "
8. Известняки бурые и розовые	280 "

\* Глубоко измененные образования, находящиеся юго-западнее района, являются непосредственным продолжением олокинской и оидокской свит. Нами в 1961 г. они условно считались инженерпротерозойскими.

\*\* Соответствуют гранитам иретьского комплекса.



Общая мощность по разрезу 1600 м. Разрез неполный и в устье Уюкита наращается карбонатными породами мощностью до 500 м. В связи с чем мощность свиты определяется не менее 2100 м.

Из разреза видно, что оидокская свита становится флиштовидными «углестов-глинистыми» и другими сланцами, известняками, кварцито-глинистыми песчаниками и метаморфизованными эффузивами основного состава.

**Флиштовидные «углестов-глинистые сланцы** тепло-серые и черные. Структура их лепидогридо- и реже порфириобластовая. Они состоят из кварца (до 30%), серпичита и мусковита (до 45%), черного лепногового непрозрачного вещества (от 30 до 50%), биотита, зерен полевого шпата, эпидота.

**Сланцы кварцево-слюдисто-карбонатные и кварцево-серпичитовые** Гранолоиднобластовой структуры. Первые зеленато-серые и образованы хлоритом (10—30%), серпичитом и мусковитом (15%), кальцитом и анкеритом (20—50%), кварцем (20—60%), альбитом, биотитом, турмалином, лезежка андезитом и микроклином. Вторые светло-серые и серые, состоят из кварца (до 60%), серпичита (до 30%), хлорита (до 10%), бесцветного хлоритоида (пюгста до 20%), эпидота, турмалина, рудного минерала.

**Лезежки кварцитоидные** состоят мелкозернистые прослои. Порода светло- или темно-серые масленые, местами сланцеватые. Структура их гранобластовая, реже бластосаманитовая с размером зерен до 2—3 мм. Цемент карбонатный или кварцево-серпичитовый. Образованы они кварцем (60—90%), кальцитом (5—40%), серпичитом (7—30%), серпичитизированным плагиоклазом (до 1%), примесью шпирона и орнита.

**Известняки** мелкокристаллические, застывают среди сланцев, линзами и проластками мощностью от 40 до 80 м, а в верхах разреза 200—500-метровыми пластам. Различаются доломитизированные, анкеритизированные, песчаные и «чистые» известняки. Первые окрашены и окварцованы, вторые отлагаются окраской (белой, черной и красной), третьи содержат зерна кварца (иногда голубого) размером до 3 мм, кальцевого полевого шпата и андезита.

В зонах нарушений известняки красно-бурые, брекчированы, окремлены, трафигтизированы и тремолитизированы. Состав карбонатных пород изменился от известняков до доломитов (Чабаненко, 1962).

**Метаэффузивы** состоят пласты мощностью от десятков сантиметров до 100 м и более, застывают среди сланцев. На контактах с осадочными образованиями описываемые породы местами расщеплены, окварцованы и карбонатизированы. Они зеленые, часто миндалекаменной текстуре, порфирной и граноматобластовой структуры. Метаэффузивы состоят из сосюринитизированного плагиоклаза (до 50%), эпидота (30—70%), хлорита (30%), кальцита (до 20%), кварца (до 20%), актинолита (до 70%), пироксена (до 5%). Кроме того естественно минеральный состав непостоянен. Основная масса метаморфизованных эффузивов состоит из хлорита, кварца, кальцита и небольшого количества. Минералы в них выделены кварцем, кальцитом, хлоритом и реже сульфидами. Минеральная ассоциация свидетельствует о первичноосновном составе эффузивов.

Отложения оидокской свиты повсеместно изменены, минеральные ассоциации в породах указывают на зеленосланцевую и частично эпидот-амфиболитовую фазы метаморфизма. В контакте с верхнепротерозойской довыщеской интрузией сланцы ороговлены, а доломитизированные известняки превращены в серпентинитовые мраморы.

Геохимически оидокская и оидокская свиты характеризуются наличием литовой фазы метаморфизма. В контакте с верхнепротерозойской довыщеской (в %): Mn (0,03—0,1), Ti (до 0,1), Ba (0,1), Cu (0,001—0,003), Y (0,003), Yb (следы), Ni (0,003), Ca (0,001), Cr (0,01), Zr (0,01), Pb (0,003), Mo и Be следы.

\* Флиштовидные глинистые сланцы, вероятно, содержат небольшую примесь углестового вещества, местами графитизированного. Специальное изучение его не производилось.

Оидокская свита согласно, с несомненным переходом застает на верхнепротерозойской оидокской свите (Чабаненко, 1962, 1963)\* и несогласно перекрывается нижнекембрийской холодинской свитой. Описываемая свита прорвана интрузиями довыщеского комплекса.

Следует отметить, что в оидокской свите найдены строматолиты рода *Colletia*, *Solenocella* и споры *Stenosporidictyon rimatum* sp. nov., *Muscivoidictyon matrovi*\*\* по определению В. В. Тимофеева, характерные для сини и кембрия. Абсолютный возраст оидокской свиты 812±30 млн. лет (предельно калий-аргоновый методом).

Сынырьская свита (Pegst). Эффузивы сынырьской свиты представляют узкими полосами вдоль склонов горы Дюнер и на вершине высятся «2154,2». Разрез, изученный Л. М. Бабуриничем (1964) по р. Гые (снизу):

1. Метаморфизованные порфириты и миндалекаменные метаэффузивы расщепленные . . . . . 40 м
2. Сланцы флиштовидные с проластками миндалекаменных метаэффузивов и метровым слоем известняка . . . . . 30 "
3. Метаэффузивы, с миндалитами кварца и кальцита в нижних их пластах, перемежаются со сланцами . . . . . 40 "
4. Лавобрекчия . . . . . 10 "
5. Сланцы . . . . . 20 "
6. Металлабазы . . . . . 200 "
7. Сланцы флиштовидные . . . . . 300 "
8. Металлабазы, метаэффузивы, альбитофилы, кварцевые порфириты . . . . . 300 "

Общая мощность 1000 м.

Из разреза видно, что свита становится преимущественно эффузивами основного состава, перемежающимися со сланцами и эффузивами среднего и кислого состава.

**Метаэффузивы миндалекаменные, лавофилы, металлабазы.** Метаэффузивы масленые, состоят из сосюринитизированного и альбитизированного плагиоклаза, кварца, кальцита, эпидота, хлорита и миндалита размером до 6—8 мм, выщепленных кальцитом, кварцем, хлоритом. Пиковые миндалекаменные метаэффузивы образуют неправильные тела в зеленых метаэффузивах и меньше изменены. В основной массе пиковых миндалекаменных эффузивов сохранились первичные минералы, в зеленых же они заменены актинолитом, эпидотом, хлоритом и кальцитом; встречаются сфен, иприт, пирротин. Порфиром, выделены в меньших порфиритах образований или моноклиновым эпидотизированным пироксеном, или сосюринитизированным и альбитизированным плагиоклазом. Металлабазы тепло-серые, состоят из основной массы (агрегат лейкоксена, пироксена и ченука хлорита), вкрапленного моноклинового пироксена и миндалита, выщепленных хлоритом, кальцитом или кварцем.

**Альбитофилы** масленые, нитерсерпичитовой структуры. Состоят главным образом из альбита и хлорита и небольшого количества рудного минерала — магнетита (или гематита).

**Кварцевые порфириты** масленые, часто сланцеватые, порфировой, бластопорфирной и лепидогранобластовой структуры. Порфиромы выделены, протестандиленные кварцем и серпичитизированным плагиоклазом, составляют 10—15% всей породы. Основная масса сложена метабазальными агрегатами зерен кварца и полевого шпата; последний замещен серпичитом и меньше — киннопозитом.

**Лавобрекчия** характерной брекчневой текстуре состоят маломощные прослои в метаэффузивах. Состоят из обломков сланцев и метаэффузивов, «слепленными» тем же эффузивом.

**Сланцы** тепло-серые и серые углестово-серпичито-кварцевые, тонкокристаллические с нематриобластовой структурой. Они состоят из кварца (40%), «углестово-глинистого» вещества (30%), серпичита (20%), меньше альбита, хлорита, эпидота.

\* А. С. Кузнецкий, впервые выделенный оидокскую свитку, полагал, что она лежит на оидокской свите несогласно.  
\*\* В. В. Скрипкина (1961), В. А. Чабаненко (1962).

дота, реже карбоната. В сланцах по правому притоку Тын есть метровый прослой серого пегломорфного известняка, состоящего из карбоната (90%) и примеси кварца, хлорита, глинистого вещества.

Образования сынырской свиты изменены и почти полностью состоят из вторичных — актинолита, эпидота, хлорита, кальцита. Породы нередко окварцованы, карбонатизированы, вблизи нарушенной насыщены ирландиновым шпатом.

Сынырская свита отличается повышенным содержанием (в %) Ni 0,1—0,12; Co 0,003; Si 0,003—0,03; Cr 0,003—0,01; Ti 0,1.

Сынырская свита, по данным Л. М. Бабурина (1964), залегает на олодокской свите согласно на северо-западном склоне вершины с отметкой 2154,2 в верховьях р. Тын и с угловым несогласием на юго-западном ее склоне. Она налегает то на отложения олодокской, то на отложения иткитинской свит (Батханов, 1964). Сынырская свита прорвана дайками габро-диабазов, которые опущены к довыренскому комплексу (Чабаенко, 1963). Эффузивы описаны свиты отмечены в гальке конгломератов кембрикской холдинской свиты (Бабурин, 1964).

#### КЕМБРИСКАЯ СИСТЕМА

##### Нижний отдел

##### Алданский ярус

Холдинская свита. Отложения холдинской свиты развиты на междуречье Холдинной—Ласан-Дьякита и правобережье Олокинта. Небольшой (3 км<sup>2</sup>) эрозивный останец их сохранился на правом борту долины р. Уюкит. Им же сложены обширные участки к востоку от рассматриваемой территории. Свита делится на нижнюю — конгломерато-гравелитовую и верхнюю — алдригто-песчаниковую подсвиты.

Нижняя подсвита (См/И<sub>1</sub>) сложена зеленовато-серыми, нередко пестро-цветными конгломератами, смешивающимися вверх по разрезу гравелитами и гравелитными песчаниками. Мощность подсвиты колеблется от 200 до 250 м.

Состав обломочного материала конгломератов обусловлен подстилающими подсвитой образованиями. По р. Холдинной в гальке конгломератов обильны породы норунджуканской свиты и мучьеского интрузивного комплекса, а в верховьях Олокинта — олодокской, сынырской свит и довыренского интрузивного комплекса.

Обломочный материал конгломератов слабо окатан и плохо отсортирован. Наряду с угловато-округлой галькой обычных размеров встречаются глыбы валуны до 1 м по длинной оси. Они прочно скреплены цементом кварцево-полевчатого состава. Тип цементации в низах разреза — заглобленая пор и сопряжения, а в верхах — базальная.

Гравелиты, гравелитные песчаники состоят из округлых обломков докембрикских пород, полевых шпатов, кварца, амфиболов и некоторых других минералов, цементированных хлорит-эпидотовым агрегатом.

Верхняя подсвита (См/И<sub>2</sub>) связана с нижней взаимопереходами. По Холдинной она сложена зеленовато-серыми, иногда светло-позолым песчаниками с маломощными прослоями алевролитов в верхах разреза. Мощность подсвиты здесь 300 м, а за пределами района — в истоках Холдинной — до 3200 м. На р. Оюкит, по данным В. А. Чабаенко (1963), подсвита состоит из переставшихся пачек песчаников, алевролитов и углесто-глинистых сланцев с отдельными маломощными прослоями известняка. Мощность подсвиты здесь равна 425 м. Разница в мощности подсвиты этих участков объясняется либо различным уровнем эрозивного среза, либо сокращением ее разреза от р. Холдинной к р. Оюкиту. Последнее более вероятно, так как разрез подсвиты по Оюкиту, хотя и отлагается небольшой мощностью, но по набору пород и их подготовительности залегания соответствует всему разрезу верхней подсвиты холдинской свиты, установленному за пределами нашего района.

Политиктовые песчаники, слабо распространённые, имеют псаммитовую, часто гластопааммитовую структуру; состоят из полевых шпатов (20—25%),

кварца (до 20%), рудного минерала (5—7%), слабо окатанных обломков норунджуканской (2—4%) и хлорит-амфибол-эпидотового цемента (40—55%). По р. Холдинной встречаются разности, которые отлагаются от описанных песчанников почти мономинеральным кварцевым составом.

Алевролиты преимущественно биастозавролитовой структуры, состоят из мельчайших зерен различных минералов.

«Урансто»-глинистые сланцы встречаются редко. Стационарий их топкозерный материал «пронитан» непрозрачными «угливыми» веществами. Последний присутствует также в известняках, состоящих в основном из кальцита. Холдинская свита с угловым и стратиграфическим несогласием лежит на различных обломочных породах холдинской свиты. Кальцит-аргоновым ренсковым комплексом, местами на их коре выкисания. Кальцит-аргоновым методом возраст алевролита холдинской свиты определен 510 млн. лет (Герлинг, Шуклоков и др., 1962). Описанными отложениями начинается трансгрессивная серия, состоящая из нескольких свит. Вле нашего района в верхах разреза серии обидружжуйская остатия фауны нижнего кембрия (Цыренцов, Дубченко, 1962), позволяющие считать холдинскую свиту нижнекембрикской. На основании этих фактов свита условно относится к алданскому ярису.

Геоморфные поля, фиксирующиеся на породах нижнего протерозоя, характеризуются нормальными, либо повышенным фоном, тогда как на породах среднего и верхнего протерозоя, а также нижнего кембрия, они пониженные.

#### ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Рыхлые образования четвертичного возраста развиты по гелензу. Они прорублены к разным элементам рельефа. Выделяются нижнечетвертичные, верхнечетвертичные нераздвоенные и современные отложения.

##### Нижнечетвертичные (?) отложения

Агловиальные нижнечетвертичные конгломерато-брекчии, конгломераты с известным цементом и галечники сохранились по притокам Оюкинта, Тын и Олоко. Конгломераты залегают на коренных породах и не превышают 3 м мощности. Обломочный материал в них представлен слабо окатанными щебнем и глыбами местных пород, пропитанных гидроокислами железа. В отложениях и глыбах местными породами (83% всей гальки) — сосны сибирской (преобладают), пихты, ели, сосны обыкновенной и 2) пихты теплолюбивых растений — дуба (9,5% всей гальки), граба, лещины. Наличие пыльной теплолюбивой, по-видимому, указывает на то, что остатки формируются в доисторическое время, а появление, весьма редкое, в конгломератах спор неогеновой растительности обусловлено, по-видимому, занесением их на неогеновых отложениях, пока неизвестных. Нижнечетвертичными описанные отложения являются условно. С одновым основанием их можно отнести к переходным или под-нижнечетвертичным отложениям.

##### Верхнечетвертичные отложения

Ледниковые, водно-ледниковые и озерные отложения нераздвоенные, распространены в междуречье Левая Мияя—Катакачан—Абача и вне его по пространству долинам, условно (по Думитранку) отнесены к верхнечетвертичным. Формирование их, видимо, обусловлено двумя фазами оледенения. Отложения ранней фазы оледенения представлены моренами из неотсортированных жения ранней фазы оледенения представленные моренами местных пород. Мощность отложений колеблется от 2—3 до 30—40 м и более. Моренные отложения ранней фазы оледенения местами перекрыты мореными же и водно-ледниковыми отложениями поздней фазы оледенения. Конечные и боковые ледниковые отложения сохранились по долинам Верхнего Минякана, Уюкиты, Неручалды, Абача и образованы песчано-валунными или суплинесто-галечниковым материалом. Водно-ледниковые и озерные отложения состоят из песков, гравия, реже суплинков и илов.

К концу раннего оледенения приурочено появление озерных отложений по Неручаде и выше ее устья по Вол. Мине. Они видны в обрывах 18-метровой надпойменной террасы. Их разрез (снизу):

1. Игловатые суглинки, ритмично-слоистые, зеленовато-серые . . . . . 4 м
2. Суглинки смятые . . . . . 0,5 "
3. Слоистые глы и суглинки, переходящие кверху в галечно-галучиные отложения . . . . . 3 "

Глы и суглинки оттаивали в «междуниковое» время в подрудном озере, возникшем у морены, впоследствии спущенном прорывающимся ледниковыми водами. Образование глы и суглинков в указанное время подтверждается наличием слоя суглинок, смятых, видимо, в результате воздействия мерзлотных процессов. В глы и суглинках есть споры и пыльца теплолюбивых растений неогена *Sarcia, Mirica, Juglans, Saprinus, Quercus, Acer, Tsuga*. Появление их в глы и суглинках объясняется разрывом или неогеновых отложений, или переходных плейсто-нижнечетвертичных.

### Современные отложения (QIV)

Современные образования представляются аллювием, элювием, делювием, пролювием и озерно-болотными отложениями.

Аллювий в руслах и поймах рек голышовой области валуно-глыбовой, а по долинам крупных рек он песчано-галечный, местами террасированный. Мощность аллювия от 0,5 до 5—7 м.

Элювий щебенисто-глыбовый залегает на плоских вершинах гор. Делювий покрывает склоны гор и нередко образует каменные реки. Мощность до 5 м.

Озерно-болотные пески, глы и торфяники, мощность около 1,5 м, распространены в междуречье Лев. Миня—Катакачан. Иловирь—Катакачан и в долине Укучикты.

Пролювиальный валуно-глыбовый и галечно-щебенистый материал, мощностью до 20 м, отчается у подножий склонов и в конусах выходов.

### ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Около 35% территории занято заверженными породами, образовавшимися в результате ранне-, средне- и позднепротерозойской, а также палеозойской марматической деятельности. Выделяются угольканский, мунский, чуиско-кдарский раннепротерозойские, ирельский среднепротерозойский, довырельский, максико-оронский позднепротерозойские и конжудеро-мамаканский палеозойский интрузивные комплексы.

### Раннепротерозойские интрузии

#### УГОЛЬКАНСКИЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Пейсо-граниты угольканского комплекса прорывают чуйскую свиту в верховьях Миня. Количество тел (более крупные вытянуты на северо-восток) и их размеры возрастают на северо-восток. Самые мелкие (от десятых частей метра до сотен метров в поперечнике) согласные, реже пологоэвклиновые линзы и пластобразные залежи вовлечены в складчатость совместно с вмещающими породами. Первичная пологость течения в пейсо-гранитах преимущественно параллельна контактам, совпадающим с пологостью пнейсов.

Пейсо-граниты в эндоконтактах обогащаются темноватыми минералами, а в экзоконтактах сопровождаются теневыми мигматитами, шириня зоны контактов меняется от 1 м (в амфиболитах) до десятков и сотен метров (в парнейсах). Переход к вмещающим породам часто нечеткий.

Гнейсо-граниты (Урчид) богаты иловирь и роловообманково-биотитовые буровато- и розовато-серые мелко- и реже среднезернистые. Они фи-

свидной, иногда массивной текстуры, гранитной и гранобластовой структуры. Граниты сложены решетчатый микроклином (30—55%), олигоклазом № 22—23 (5—35%), кварцем (30—35%), бурый биотитом (до 10%) и зеленой роговой обманкой (до 5%), плекхромушей в густых спиевато-зеленых нитах. Акцессорные минералы представляют сферном, цирконом, апатитом, ортитом, магнетитом. Среди гнейсо-гранитов наблюдаются шпирь среднезернистых пегматов пегматонидной или гранитной структуры, гнейсовидной текстуры. Стоит они из микроклина, кварца, биотита, акцессорных минералов — сфена, циркона, магнетита, ортита.

Ниже приводим результаты химического анализа биотитовых гнейсо-гранитов (табл. 1).

Из результатов химических анализов видно, что биотитовые гнейсо-граниты являются гранитами нормального ряда.

В геохимическом отношении пейсо-граниты угольканского комплекса отличаются от более поздних интрузивов наличием: Уб, Sn, Mo, Cu, Ni (тысячные доли процента), Sc, Zr, Ga, Y, Zn, Pb, V, Sr (сотые доли %), Ti (десятые доли процента).

Интенсивная мигматизация и заметные переходы во вмещающие породы и отображение складчатых структур последних свидетельствуют об анатексическом происхождении большей части гранитоидов и их синорогенности с нижнепротерозойской складчатостью.

Угольканские пейсо-граниты прорывают среднепротерозойскими гранитоидами ирельского комплекса, что говорит о нижнепротерозойском возрасте описанных гранитов.

### МУИССКИЙ КОМПЛЕКС

В районе встречаются гнейсовидные плагнограниты и гнейсо-граниты только лишь третьей фазы становления муисского комплекса. Первые по Р. Тасан-Дякити образуют многочисленные мелкие тела, залегающие среди гнейсов и амфиболитов норуудуканской свиты; вторые прорывают угндарскую свиту на водоразделе Гын с Холодной. Рассматриваемые граниты образуют пластовые линзовидные тела (наибольшие 4—5 км длиной), внутреннее строение которых составляет со складчатыми структурами вмещающих пород. Условия залегания и соотношения с нижнепротерозойскими

Таблица 1

№ проб	П.п.п.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>общ</sub>	FeO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	S <sub>общ</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Сумма	Влага
2536	0,60	65,20	13,76	6,66	2,87	0,08	0,15	0,67	3,48	2,60	1,21	0,09	5,71	2,60	99,50	0,17
1834	0,17	69,14	12,35	6,83	3,66	0,06	0,06	0,45	2,77	1,38	0,93	0,04	7,63	1,42	100,46	Не обн.

### Результаты пересчета анализов

№ проб	S	A	C	Fe	Ca	Al	B	N	a	b	c	s	Q	a : c	c'	a'	m'	f'	n'	t	φ
2536	1059	206	32	85	14	—	129	1472	9,7	9,5	2,4	78,4	35,0	4,0	39,0	—	12,8	48,2	32,4	0,3	29,1
1834	1156	209	17	86	8	—	117	1499	13,9	7,8	1,2	77,1	25,4	12,3	6,8	—	19,6	73,4	22,0	0,4	29,0

складчатými структурами указывают на синорогенность тех и других гранитов со складчатостью нижнепротерозойского возраста.

Экозональные изменения, связанные с интрузиями, выражены в образовании послонных мигматитов в норулдуканской свите и очковых пнейсов в ундарской. Количество иньских по мере удаления от контакта с гранитоидами уменьшается постепенно. В эконозональных частях интрузий много линзовидных жеодитов, поэтому переход от гранитных массивов к вмещающим породам постепенный, несмотря на четкость послонных иньских. Эконозональные изменения обусловлены асимметрией вмещающих пород, от которых в значительной мере зависит и состав массивов. Наблюдается простраиваемая приуроченность нормальных гранитов к пнейсам ундарской, а плагиогранитов — к амфиболитам норулдуканской свиты.

Плагиограниты (уР<sub>1</sub>Pl<sub>1</sub>ms) мелкозернистые лейкократовые светлосерые породы с пнейсовидной текстурой, аляотриоморфнозернистой, гранитной, базальтогранитной или гранобластовой структурой. Составляют они из олигоклаза № 25—28 (50—60%), кварца (40—50%), празно-зеленой роговой обманки (до 1%), щелук желтовато-бурого биотита, акцессорных (титаномагнетит, апатит, циркон) и эпиматических минералов — серпентита, эпидота, кварца, иногда мусковита, пренита.

Гнейсо-граниты (уР<sub>1</sub>Pt<sub>1</sub>ms) биотитовые и роговообманково-биотитовые серые, розовато-серые мелкозернистые, иногда очковые. Они гнейсовидной текстуры, гранобластовой и порфино-бластовой структуры. Составляют из альбит-олигоклаза (25—30%), микрочлина (до 30%), кварца (до 25%), биотита (15—20%), роговой обманки (5—10%), редко мусковита; акцессорных минералов — сфена, циркона и рудного минерала и вторичных — серпентита, хлорита.

В бассейне Гасан-Дакита гранитоиды катаклазированы и почти везде оквардованы, поэтому содержание кварца в них увеличивается до 70%. Ожаривание нередко затухивает пнейсовидную текстуру пород и сопровождается хлоритизацией и эпидотизацией роговой обманки, мусковитизацией биотита. Кварц первичный и вторичный образует зерна различной формы и размера, порой 1,5—2 мм в поперечнике. В результате катаклаза граниты гранулованы и иногда имеют бластолементную структуру.

В геохимическом отношении гранитоиды мусковитового комплекса отличаются от гнейсо-гранитов угольканского повсеместным присутствием маршанда и полным отсутствием нобия.

Нижняя возрастная граница описанных гранитоидов определяется внедрением их (плагиогранитов) в нижнепротерозойскую норулдуканскую свиту, а верхняя — прорыванием их верхнепротерозойскими лейкократовыми гранитами манско-оронского комплекса. Интенсивная мигматизация и подчиненность контактов гранитных тел складчатым структурам вмещающей толщи свидетельствуют о их синорогенности с нижнепротерозойской складчатостью.

**ЧУЙСКО-КОДАРСКИЙ КОМПЛЕКС (ГРАНИТОИДЫ ВТОРОЙ ФАЗЫ СТАНОВЛЕНИЯ)**

Описываемые ниже гранитоиды распространены в поле паратейсов мундской серии на междуречье Ужыт—Бол. Миня. Они состоят из крупных и руд мелких массивов, приуроченных к юго-восточному крылу аттик-пематитовой структуры, образованному породами верхней подсерии. Массивы вытянуты большей частью согласно общему простиранию вмещающей толщи. Гранитоиды подразделяются на биотитовые (переходят в роговообманково-биотитовые) и лейкократовые (уР<sub>1</sub>Pt<sub>1</sub>ck). Первые в эконозональных контактах сопровождаются послонными мигматитами и иньскими пнейсами; гнейсовидная текстура в гранитах параллельна контактам, нередко совпадает с пологосчатостью паратейсов. Вторые (лейкократовые) образуют четкие эруптивные контакты и плагиогнейсов, главным образом согласно, различной мощности и протажности.

Граниты гнейсовидные биотитовые и роговообманково-биотитовые мелкозернистые светлого-розовато-серые породы массивной или гнейсовидной текстуры, аляотриоморфнозернистой, реже гра-

нитовой и базальтогранитовой структуры. Составляют из микрочлина (35—40%), альбит-олигоклаза (10—20%), кварца (не более 30%), биотита (до 5%), роговой обманки (3—5%) и акцессорных минералов — циркона, сфена, орпита, апатита. В прогиококках обнаружены также магнетит, лимонит, ильменит, флюорит, тантал-ниобинит, минерал Фергусонит, монацит, циркоинит, торит.

Ниже, по данным М. П. Дюбанова (1964), приводим результаты химического анализа обр. 2994 биотитового гнейсовидного гранита, взятого в лотках р. Мал. Кутаны, определен по обр. 4294 (Дюбанов, 1964), следующие (в %): SiO<sub>2</sub> 75,04, TiO<sub>2</sub> 0,17, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12,38, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,42, FeO 0,78, MnO 0,01, MgO 0,10, CaO 0,65, Na<sub>2</sub>O 2,76, K<sub>2</sub>O 6,22, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,02, Σ 99,55. Числовые характеристики таковы: S 83,1, a 8, b 4,7, c 4,1, Q 46,2, a : c 2, c' 38, m' 21,1, f' 40,9, n 73, φ 25, t 0,1.

Гнейсовидные граниты по своему химическому составу относятся к первому классу сильно пересыщенных кремнеземом пород, отвечающих альбитизированным щелочным гранитам. Граниты характеризуются повышенной радиоактивностью.

Граниты лейкократовые светлые, мелкозернистые, слабогнейсовидные. Структура их риндиноморфно-зернистая, гранитовая и нередко гранобластовая. Образованы они кварцем (25—40%), микрочлином (25—40%), альбит-олигоклазом (до 30%), биотитом (немного), акцессорными минералами — сфеном, рудным минералом, цирконом, орпигом, ферросинитом.

Лейкократовые граниты иногда незаметно переходят в обособленные гранит-пематитового облика. Результаты химического анализа последних, заимствованные из отчета А. Н. Демина (1964), приводятся в табл. 2.

Судя по результатам химического анализа, граниты гранит-пематитового облика пересыщены глиноземом. Аляотриоморфные граниты и аляотриоморфные лейкократовые мелкозернистые массивы, структура их гранитовая. Размеры зерен варьируют от 0,06 до 6 мм. Породы состоят из кварца (30—35%), микрочлина (30—35%), олигоклаза (10—30%), редких щелу-ек биотита, акцессорных минералов — гранат, магнетита, вторичных — эпидота, хлорита, лимонита, альбита.

Таблица 2

№ проб	П.п.п.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	F <sub>общ</sub>	FeO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	S <sub>общ</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Сумма	Влага	Примечание	φ	t	n	f'	m'	a'	c'	a : c	Q	s	c	b	a	N	B	Al'	Ca'	Fe'	C	A	S	№ проб
1770 <sup>г</sup>	0,15	71,00	15,06	1,25	0,79	Сл.	Не обн.	0,10	0,38	1,99	0,65	0,04	7,25	2,59	100,75	Не обн.	Лейкократовые гранит-пематиты То же	15,0	0,1	25,4	42,5	40,0	—	17,5	8,4	25,4	79,6	2,7	1,9	14,89	40	—	7	17	237	1183	1770 <sup>г</sup>		
1944 <sup>а</sup>	0,33	73,96	13,27	1,69	0,72	*	То же	0,10	0,97	0,91	0,26	0,08	6,10	2,87	99,58	То же		38,7	0,1	42,0	70,9	19,4	9,7	—	—	14,9	82,0	2,1	1,0	1503	31	3	—	22	224	1232	1944 <sup>а</sup>		

Результаты пересчета анализов

Пегматиты ( $\text{FePt}_2\text{Si}_2$ ) образуют жилы, нередко зональные, линзовидной и неправильной формы; мощность их изменяется от 0,1 до 2 м. Структура пегматитов графическая и гранитная. Они образованы полевым шпатом (50—60%), иногда розовым микроклином, кварцем (25—30%), крупными чешуйчатыми мусковита, зернами магнетита и акцессорными минералами (сфен, циркон, ортит, ферросинтит).

Кварцевые жилы наиболее поздние образования. Они секут мусковитовую серию, чуйско-кодарские граниты и их жильные производные. Мощность кварцевых жил меняется от нескольких сантиметров до 1 м.

В геохимическом отношении гранитоиды II фазы представляют чуйско-кодарского комплекса отложениям нагнем тысячью долей процента La, Nb, Be, Yb, Y, Sc, Ga, V и повышенным содержанием Ta, Nb в лейкократовых разностях (см. «Полезные ископаемые»).

В чуйско-кодарских гранитах наблюдаются локальные разрывы, последним же часто сопутствуют кварц-мусковит-серпичитовые и двуслоидные сланцы. Мощность «сланцевых зон» колеблется в пределах 2—15 м, а длина до 2000 м и более.

Описанные нами гранитоиды являются непосредственным юго-западным продолжением массива чуйско-кодарских гранитов, который возник, по Д. Н. Демину (1964), во II фазу становления комплекса. По Д. Н. Демину (1964) и нашим наблюдениям, эти граниты прорывают образования чуйской свиты (сланцы в ней мельче тела) и «кургьянские» граниты. За пределами района аналогичные чуйско-кодарским граниты перекрыты отложениями среднетерриторийской тенторинской серии (Варзало, 1963; Резвякин, 1963).

### Среднетерриторийские интрузии

#### Ирельский комплекс

Гранитоиды ирельского комплекса стареют два массива и несколько мелких тел, тяготеющих к Абыдскому и Лаво-Миньскому разломам. Этот сложившийся дифференцированный комплекс, по данным ряда исследователей (Добанов, 1962; Артемьев, 1962; Демин, 1963—1964), возник в результате чеширхратного внедрения. В нашем районе выделяются первая и вторая фазы внедрения. Породы, относимые к ним, выделены путем сопоставления с аналогичными образованиями смежных территорий, так как в данном районе тела их разобщены.

Первая фаза — граносиенит-порфиры, граптолиты и сиенито-диориты.

*Граносиенит-порфиры* ( $\text{UePt}_2\text{Si}_2$ ) образуют в эффузивных хибенгской свиты два массива размером 4 км<sup>2</sup> каждый. Они обнажаются на правобережье Долгокитта. Граносиенит-порфиры катаклазированы и гнейсированы в зонах наружений. Они темно-, реже красновато-серые до черных, массивной, изредка гнейсовидной текстуры, порфировой структуры. Основная масса их аллотриоморфнозернистая, участками микропегматитовая. Окружные включения альбитово-бицитированного микроклина размером до 1 см составляют 30—35% породы. Иногда они представлены кварцем (зерна до 0,3—2,0 мм) и скоплениями эпидота размером до 0,7 мм. Основная масса образована кварцем и калишпатом. Акцессорные минералы циркон и рудный минерал, а вторичные — стивитин-номестан.

Геохимические граносиенит-порфиры характеризуются наличием (в %): U (до 0,3), Th (0,3), Si (до 0,03), Zr (0,01—0,03), Rb (0,02—0,03), Ga (0,01—0,03), Sr (0,03—0,04), Y и Yb (0,001—0,003).

Граносиенит-порфиры, по-видимому, субвулканические образования. Они постепенно переходят в эффузивы хибенгской свиты (реже контакты с ними редки). Последние обстоятельства и сходный, по Д. Н. Демину (1963), состав позволяют считать их и другие проназванными единого магматического очага. Сиенито-диориты и гранодиориты ( $\text{eBPT}_2\text{Si}_2$ ) сланцы выт-

нутый субмеридиально массив, обнажающийся на левобережье Бол. Мини. Они прорывают эффузивы хибенгской свиты, образуя с ними четкие контакты. Описанные породы зеленовато-серые, иногда бурые, среднезернистые массивные, типичноморфнозернистой структуры. В пределах массива наблюдаются переходы гранодиоритов в сиенито-диориты. Средний минеральный состав пород: сосоритизированный табрадор (45%), микроклин (25%), розовая обманка (15%), кварц (15%), единичные чешуйки биотита, зерна апатита и рудного минерала.

В гранодиоритах и сиенито-диоритах содержатся: Sr (0,001—0,003%), Si, Zr (0,01—0,03%), V, Cu, Ni, Co, Zn, Ga, Y, Yb (0,001—0,005%), Be, Pb (следы).

Расклатываемые образования отгичаются от пород, сланцевых другие массивы гранитоидов первой фазы ирельского комплекса, поэтому не исключена возможность, что они принадлежат к кутимскому интрузивному комплексу.

*Вторая фаза — гранитоиды.* Гранитоиды второй фазы внедрения ирельского комплекса сланцы два крупных и ряд мелких массивов, обнажающихся в верховьях Сыржина, Укучитты, Уюкита, Абыды, по р. Мине и Тявгондыку. Массивы вытпаны в северо-восточном и субмеридиальном направлениях; размеры их колеблются от 1 до 100 км<sup>2</sup>. Крупные тела морфологически как бы сочетают форму дольчатой и рещиной интрузии, а мелкие массивы напоминают штоки. Контакты интрузивных тел с вмещающими породами секущие, падающие под углом 40—50° в мелких массивах, и пологие ( $\angle 10—30^\circ$ ) — в крупных. Экзоконтатные изгибы проявились образованием ореолов (шириной от 100 м до 1,5 км) очковых гнейсов, реже последних мигматитов. Эпиконтатные изменения проявились котаминативной гнейсо-гранитов. Последнее трудно отгичаются от очковых гнейсо-гранитов небольших тел. Крупные массивы неоднородны, одними исследователями в них выделяются субфазы внедрения (Мануйлова, 1964), другими — фазы (Рейф, 1962). Ниже описываются следующие разновидности гранитоидов: гнейсо-граниты и граниты порфировидные, граносиениты, лейкократовые граниты и гнейсо-граниты мелкозернистые, граниты катаклазированные, альбитизированные и их жильные производные.

Гнейсо-граниты и граниты порфировидные ( $\text{UePt}_2\text{Si}_2$ ) серые и розовато-серые неравнозернистые, порфиробластовой (очковой), участками реликтовой порфировидной структуры с аллотриоморфнозернистой, анизотропной и пранобластовой основной массой. Порфировидные выделения размером до 5—7 мм составляют 20% породы. Они представлены микроклином перлитом с остатками альбитового кварца (40—50%), микроклина (30%), кварца (15%), роговой обманки, биотита. Акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон. Гнейсовидная текстура в гнейсо-гранитах в центральных частях массивов нечетка и они становятся массивными. Описанные гнейсо-граниты и граниты перешли кремнеземом, богаты щелочами (см. табл. 3).

Граносиениты ( $\text{UePt}_2\text{Si}_2$ ) постепенно переходят в граниты и отгичаются от последних меньшим количеством кварца и большим — калишпата и роговой обманки.

Лейкократовые граниты и гнейсо-граниты ( $\text{UePt}_2\text{Si}_2$ ) мелкозернистые буравчато-серые гнейсовидной текстуры, гетерогранобластовой, реже аллитовой структуры. Составляют они из микроклина (30—40%), кварца (31—40%), альбит-опикоза с альбитовой оторочкой (20—30%), биотита (редко до 15%), акцессорных минералов — ортита, сфена, циркона. Описанные породы перешлиены алюминием (табл. 3).

В тектонических зонах гнейсо-граниты превращаются в бластохлориты и ортогнейсы (бассейн р. Долгокитт), состоящие из кварца (25—35%), микроклина (30—35%), опикоза (10—20%), роговой обманки (10—20%), биотита (0—15%) и акцессорных минералов — сфена, пироксена, апатита. Эти породы нормального ряда.

Мелкозернистые и порфиробластовые гнейсо-граниты наблюдаются в гольцо в краевых, но и в центральных частях массивов; мелкозернистые

№ проб	П.п.п.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>общ</sub>	FeO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	S <sub>общ</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Сумма	Влага
1830 <sup>з</sup>	0,37	74,48	11,73	2,79	1,18	Сл.	0,02	0,20	1,66	0,66	0,61	0,05	6,92	1,50	99,43	0,10
1850 <sup>г</sup>	0,55	65,00	12,92	7,07	2,15	0,13	0,21	0,79	4,69	3,76	1,89	0,05	4,51	2,59	99,47	Не обн.
1890 <sup>в</sup>	0,64	63,00	14,38	8,68	4,95	0,09	0,28	1,14	3,19	3,04	1,94	0,04	5,39	2,19	100,71	0,10
1977	0,49	69,00	13,73	4,97	2,15	0,02	0,10	0,54	1,74	1,74	0,47	0,06	4,93	2,18	99,33	0,10
3002	0,39	74,26	11,57	3,27	1,08	0,02	0,13	0,33	2,08	0,77	0,88	0,08	5,68	1,88	99,36	0,10
3031 <sup>а</sup>	0,38	71,36	12,86	4,40	1,94	0,02	0,05	0,39	2,25	1,38	0,88	0,06	5,68	1,78	99,30	0,10
3038	0,41	64,22	13,89	8,48	5,24	0,08	0,28	1,08	2,68	2,87	1,58	0,01	4,30	2,02	99,33	0,10
7055	0,43	74,44	12,38	2,82	1,43	Сл.	0,03	0,22	1,24	0,17	0,65	0,05	6,48	1,57	99,34	0,10

## Результаты пересчета анализов

№ проб	S	A	C	Fe'	Al'	B	N	a	b	c	s	Q	a:c	a'	m'	f'	n	t	φ
1830 <sup>з</sup>	1242	195	12,28	12	55	150,4	129	3,6	0,8	827	388	161	218	273	509	246	0,2	38,2	—
1850 <sup>г</sup>	1099	179,8	46,3	90,9	—	158,6	1484	121	107	2,5	747	221	496	—	295	573	454	0,9	31,4
1890 <sup>в</sup>	1063	183,6	49,0	109,2	—	162,4	1458	126	111	3,4	729	173	3,8	—	297	672	380	1,4	22,8
1977	1156	175	31,62	32	130	149,2	11,7	8,7	2,1	775	295	5,6	246	277	477	400	0,6	24,6	—
3002	1240	182	14,41	17	80	148,9	12,2	3,5	0,9	834	410	135	212	275	516	335	0,3	32,5	—
3031 <sup>а</sup>	1193	178,4	23,6	55	25,6	102,2	1497	119	6,8	1,6	797	340	7,6	241	211	548	321	0,4	27,4
3038	1083	158,8	51,4	107,2	9,4	155,0	1447	108	108	3,6	748	245	3,0	6,0	252	688	688	—	21,5
7055	242	188	3,35	48	100	153,3	12,2	0,2	0,2	811	376	6,1	490	160	350	266	0,2	1,2	—
																		15,0	

образуют среди «порфиритовидных» «прослоев» и тела размером от 3 м до десятков метров в поперечнике. Местами мелкозернистые граниты прорывают «порфиритовидные», местами же наблюдаются обратные соотношения и взаимные переходы.

Граниты катаклазированные, альбитизированные крупнопорочевой окрестной текстуры, blastoklastической структуры. Они состоят из микроклина (50—60%), ортоклаза (15—20%), кварца (15—20%), роговой обманки и биотита (15%). Интенсивной альбитизацией и окварцеванием замаскирован первичный порфиритовидный облик гранитов.

Пейс-граниты роговообманково-биотитовые окрестной (у:z:pl:lt) серые, темно-серые с очками и прожилками кварц-полевошпатового состава, количество которых возрастает к периферийным частям гранитных тел. Основная масса мелкокристаллической структуры, состоит из ортоклаза (35—40%), микроклина (25—35%), кварца (20%), биотита (1—4%), роговой обманки (до 2%) и акцессорных минералов — сфена, орпиды, апатита, органичного циркония, возможно метасоматического. В очагах есть реликты основной массы, уцелевшей от замещения микроклином. Все это указывает на повсеместную микроклинизацию и локальную альбитизацию, которые предшествовали окварцеванию, не везде распространяющему.

Приуроченность гранитоидов к разломам обусловлена их сильное изменение. Деструктивный динамометаморфизм обогатил проникновение гидротерм, выходящих неодиократное окварцевание, мусковитизацию и хлоритизацию гранитов.

Перматиты (p<sub>2</sub>Pt<sub>2</sub>t) и кварцевые жилы пространственно тяготеют к крупным массивам и образуют в гранитах и плексисах секущие тела. Тетраэдрическая связь их с гранитами ирельского комплекса точно не установлена. Структура перматитов перматитовая, графическая; состоит она из микроклина, кварца, биотита (мало), нередко амозонита. Вблизи разломов перматиты рекристаллизованы. Кварцевые жилы режкие; кварц бесцветный, серый, иногда с небольшими шпатами, безрудный.

В геохимическом отношении гранитоиды ирельского комплекса отличаются наличием Ti (0,1—0,3%), Zr (0,01—0,03%), U и Yb (0,001—0,003%), Ba, Pb, Ga (следы) и отсутствием Sr.

Возраст описанных гранитоидов устанавливается на основании следующих данных: 1) они прорывают нижнепротерозойские «гольчанские» граниты и среднепротерозойскую хибинскую свиту; 2) абсолютный возраст их определенный К-Аг методом равен 1560 ± 80 млн. лет (Мануйлова, 1964); 3) гранитоиды прорваны дайками габбро-диабазов верхнепротерозойского дояринского комплекса; 4) андалогитные гранитоиды перекрыты отложениями верхнепротерозойского байкальского комплекса (Артемьев, 1962).

## Позднепротерозойские интрузии

## Довыренский комплекс

Породы этого комплекса состоят гольцы Июко-Дозьрен и представляются базитами и гинербазитами. Условно к довыренскому комплексу отнесены также массивы габбро-диоритов бассейна р. Ласан-Якитта. Они везде образуют кососекущие тела, вытянутые на северо-восток согласно пространно зуют кососекущих структур. По данным С. А. Курганова (1963) и Д. М. Багдариных складчатых структур. По данным И. Ю. Давыденко габбро-перидобурин (1964), наиболее крупный из них, Июко-Довыренский габбро-перидобуринский массив размером 26,5 × 4,0 км, приурочен к тектонической шву и падает на юго-восток под  $\angle 70-85^\circ$ . Ими же установлена закономерная приуроченность гинербазитов к текучему, а базитов — к выщелоченному боку массива, обусловленная дифференциацией расплава во время его кристаллизации.

Другие массивы изучены весьма слабо. Перидотиты (p<sub>2</sub>Pt<sub>2</sub>t) темно-серые разнозернистые породы с массивной текстурой и преобладающими пиллономорфнозернистой, пойкилитовой и переходной между ними структурами. Состоят из оливины (20—60%), пироксенов моноклинического и ромбического (до 40%), плагиоклаза (не меньше 5%),

Обогащенные оливином (до 60—75%) разновидности являются переходными к оливинитам. Петрографически породы подразделяются по количеству плаглокла на перидотиты, плаглоклазовые перидотиты и габбро-перидотиты, а по наличию моноклинного или ромбического пироксена — на верлиты и габбрулиты.

Оливиниты ( $\text{SrFe}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$ ) зеленовато-серые и светло-серые с желтоватым оттенком мелко- и среднезернистые массивной текстуры, панидиоморфно- и пинидиоморфнозернистой, реже гломерофорфировой структуры. Состав из феррита (или хризотила 90 и более %), моноклинного пироксена (иногда вместо него биотит) или плаглокла. Акцессорные минералы — хромит, магнетит. В некоторых оливинитах значительно много хромаита (1—5%) и поварелеса шпинель (до 15%). Несколько повышенные содержания плаглокловых, или пироксена, или биотит совместно, приводят к появлению плаглокловых, или пироксеновых и плаглоклов-пироксеновых разновидностей оливинитов.

Троктолиты ( $\text{SrFe}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$ ) серые, светло-серые, а серпентинизированные — зеленовато-темно-серые мелко-, среднезернистые породы. Они обдаются пологостатой, пятнистой, субпараллельной и массивной текстурой, типидиоморфно-зернистой (иногда с элементами венцовой) и интерстициальной структуры. Состав из оливина (от 20 до 70%), плаглокла (25—70%), пироксена (1—10%); выделяются мезократовые, мезократовые, лейкократовые и пироксеновые троктолиты.

Габброоливиновые ( $\text{VrFe}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$ ) состоят из битовинита, хризотила, авгита; подразделяются на мезократовые, мезократовые и лейкократовые. Они пережжаются с оливинитами, перидотитами и троктолитами.

Габбро-нориты ( $\text{VrFe}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$ ) порфиридной (с элементами пойкилитовой и субфидовой) структуры основной массы, габбровой, офитовой и субфидовой структуры. Состав из битовинита, редко габбрового, бронзита, диопсида, примесей авгита, оливина, иногда кварца и кашишита. Наблюдаются сосуществования амфибוליциция, хлоритизация, реже альбитизация и серпентинизация породоблающих минералов. В зависимости от минерального состава выделяются габбро-нориты с оливином и габбро-нориты с кварцем.

Нироксениты ( $\text{SrFe}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$ ) встречаются среди перидотитов сегрегативных залежей участка Рыбачего. Пироксениты панидиоморфнозернистые, столбчатомоноклинным пироксеном, иногда содержат оливин или патиноктаз. В нироксенитах наблюдается обильная вкрапленность сульфидных минералов. Породы вторично изменяются — серпентинизированы (проявлены хризотил, серпентит и ангитолит), в одних местах сильно, в других слабее, и биотитизированы вокруг рудных выделений. Сосоритизация плаглоклов иногда является бо-чательна, что сосорит полностью замещает их. Амфибוליциция является более поздним процессом замещения, чем серпентинизация. Амфибол развивается по пироксену, представляя тремолитом, реже актинозитом. Хлорит замещает амфибол, нередко образует выделения в серпентинизированном пироксене и оливине.

Габбро ( $\text{VrFe}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$ ) состоит из оливина, моноклинного пироксена и плаглокла, присутствуют магнетит и хромит; сульфидов нет. Количественное соотношение оливина к пироксену — 2:1. Структура габбро, так же как в троктолитах, иногда субфидовая и лучистая.

Габбро-диориты и диориты ( $\text{VrFe}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$ ) распространены в бассейне Гассан-Дьякита, отличаются от основных пород более лейкократовой обстановкой и состоят из сосоритизированного плаглокла № 30—35 и роговой обманки. В них присутствуют кварц (3—5%), магнетит (до 2%) и эпидиматические эпидот, хлорит. В диоритах от габбровой структуры остались лишь одни реликты.

Эруптивные брекчия состоят из серпентинизированных с краев обломков габбро-перидотитов, плагиоферидитов, троктолитов и оливино-вых габбро, сцементированных верлитом.

Средний химический состав (по данным Бабурина, 1964) ультраосновных и основных пород ловышенского интрузивного комплекса приводятся в табл. 4 и 5.

	Окислы				
	Габбро-перидотиты 11 пробы	Плагиоферидиты 12 пробы	Перидотиты, обогащенные оливином 8 пробы	Диориты и оливиниты 30 пробы	Троктолиты и оливино-вые габбро 22 пробы
$\text{SiO}_2$	41,5	39,81	38,12	31,32	39,56
$\text{TiO}_2$	0,37	0,23	0,15	0,12	0,2
$\text{Al}_2\text{O}_3$	6,26	6,13	4,21	2,79	11,38
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,7	3,63	3,03	3,71	2,92
$\text{FeO}$	6,91	9,01	8,68	9,16	7,5
$\text{MnO}$	0,17	0,15	0,16	0,21	0,17
$\text{CaO}$	0,2	0,28	0,29	0,22	0,13
$\text{MgO}$	26,19	30,87	36,01	39,52	22,52
$\text{CaO}$	7,23	4,54	2,75	1,9	9,37
$\text{Na}_2\text{O}$	0,31	0,28	0,21	0,26	0,46
$\text{K}_2\text{O}$	0,2	0,32	0,005	0,03	0,12
$\text{H}_2\text{O}$	0,28	0,21	0,41	0,28	0,24
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,06	0,04	0,03	0,02	0,04
$\text{SO}_3$	0,5	0,34	0,29	0,14	0,15
$\Sigma$	93,88	95,84	94,345	89,68	94,76
Петрохимические параметры					
$S$	42,6	39,1	37,0	34,8	42,70
$a$	0,9	0,9	0,3	0,3	1,0
$c$	3,4	3,1	2,2	1,3	6,7
$b$	53,1	56,9	60,5	63,6	42,6
$Q$	-20,0	-26,7	-28,8	-32,3	-23,3
$a:c$	0,27	0,3	0,15	0,23	0,15
$c'$	8,5	3,0	1,0	0,9	8,3
$m'$	74,8	79,1	83,9	83,9	72,6
$f'$	16,7	17,9	15,1	15,2	19,1
$l$	0,7	0,3	0,3	0,16	0,4
$n$	71,0	62,5	100,0	83,4	87,0
$\varphi$	5,3	4,6	3,6	4,0	4,6
$\text{Ni}_{\text{обм}}$	0,162	0,17	0,212	0,18	0,08

Таблица 5

Оксиды	Габбро-нориты	Оливинсодержащие габбро-нориты	Анортозиты	Субфиттовые оливиновые габбро
	7 проб	14 проб	3 пробы	19 проб
SiO <sub>2</sub>	45,65	48,36	47,51	49,3
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,41	Следы	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,43	17,7	30,67	15,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,82	1,38	0,03	1,35
FeO	3,31	5,12	1,4	6,07
MnO	0,31	0,13	0,13	0,12
MgO	7,47	9,44	0,75	14,60
CaO	14,55	13,57	15,28	12,70
Na <sub>2</sub> O	1,24	1,05	1,92	0,75
K <sub>2</sub> O	0,56	0,42	0,23	0,24
H <sub>2</sub> O	0,26	0,1	—	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,05	0,01	0,03
SO <sub>3</sub>	0,47	0,07	0,06	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,05	—	0,13
Σ	97,42	97,85	98,02	101,09

## Петрохимические параметры

s	57,4	57,1	67,5	52,9
a	3,8	29	5,6	1,9
c	13,9	10,8	22,7	8,8
b	24,9	29,2	4,2	36,4
Q	—6,7	—2,4	1,1	—6,8
a:c	0,15	0,3	0,2	0,2
c'	22,6	21,7	20,4	16,6
m'	55,7	56,6	36,7	65,2
f'	21,7	21,7	42,9	18,2
t	0,52	0,6	0	0,5
n	78,5	81,0	94,0	83
φ	6,6	4,3	0	3,0
Ni	Следы	Следы	Нет	0,08

Все породы довырещского массива высокомагнезиальные. Начиная от перидотитов массива до оливинитов включительно, происходит увеличение магнетитовости, уменьшение количества окислителей калиция и алюминия, относительное уменьшение содержания железа и возрастание никеля и хрома. От оливинитов к габброидам устанавливаются обратные соотношения. Перидотиты и эруптивные брекчи характеризуются довольно высокой магнетитовостью, низким содержанием окислителей хрома и повышенным — общего железа. В габбро-норитах содержится окислитель титана возрастает, а магния, железа, никеля и хрома уменьшается. Оливинные габбро содержат несколько больше окислителей калиция, алюминия, калиция и пониженное железо, кальция, калия, магния и конституционной воды.

По геохимическим особенностям довырещский массив довольно близок интрузивам Мончегузда. Он характеризуется более высокой магнетитовостью и известковистостью, относительно низким содержанием железа, титана, щелочей и весьма низким содержанием конституционной серы, никеля и меди по сравнению с известными в СССР никелевыми интрузивами.

Дайки жилы этого комплекса разнообразны и представлены габбро-диабазитами и меньше диабазовыми порфиритами, микрогаббро-альбититами, анортозитами, габбро-пегматитами, пироксенит-пегматитами, пикритами, оливинитом, пироксенитами и обитовыми габбро (vVP<sub>2</sub>dv).

Габбро-диабазы слатают выдержанные по простиранию сидлоподобные секущие тела мощностью от 5 до 30 м и протяженностью от сотен метров до 6—8 км, иногда они ответвляются от габбро-норитов. Структура габбро-диабазов субфиттовая с элементами пойкилитовой. Они состоят из сосоритизированного лабрадора или битовита (50—60%), биогитизированного моноклинового пироксена (40—50%), нарезка ромбического пироксена, оливина и кварца. Акцессорными минералами являются титаномаршит, пирротин, ортит, апатит, сфен.

Диабазовые порфириты образуют тела длиной до 50—100 м, мощностью 0,3—0,5 м. По простиранию переходят в микрогаббро и альбититы. Структура диабазовых порфиритов гомеопорфиритовая с обитовой и субфиттовой структурной основной массы. Состоят они из плагиоклаза, амфиболов, ромбического моноклинового пироксена, оливина. Кварц встречается редко. Титаномаршит образует вкрапленники. Плагиоклаз сосоритизирован и альбитизирован.

Жилы обитовые габбро в северо-западном боку массива образуют крупнонаходящие тела мощностью от 0,6 до 10—15 м, длиной от сантиметров до 2 км.

Габбро-пегматиты образуют среди габбро-норитов шгировидные выделения и жидкообразные нозлистые тела от 20 до 150 м длиной. Структура варьирует от гитанозернистой до микропегматитовой. Слагаются габбро-пегматиты диопсидом, лабрадором и биогитом в различных количественных соотношениях. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом, титаномаршитом, иногда гагнетитом. В габбро-пегматитах участках содержатся богатые медно-никелевые сульфидные руды, образующие прожилки и гнезда.

Внутренние довырещского комплекса, по мнению Л. М. Бабуркина (1964), носило пухляционный характер. Оно происходило в конце завершения верхнепротерозойской складчатости, предположительно по зоне уже существовавших глубинных разломов. С. А. Гурьев (1963) и Л. М. Бабурин полагают, что Ижко-Довырещский габбро-перидотитовый массив находится во вторичном залегании. Первоначально его залегание определялось пологим впадином в зоне разломов и сравнительно пологим (45—55°) падением на юго-восток. В период каледонского тектонического массив повернут в указанном выше направлении на величину угла (25—30°) падения перекрывающих его нижнекембрийских отложений и поставлен почти наголову.

Возраст довырещского интрузивного комплекса определяется прорыванием им всех стратифицированных образований верхнего протерозоя и присутствием



его пород в составе гальки конгломератов нижнего кембрия. Абсолютный возраст основных пород комплекса, определенный К-Аг методом по биотиту  $738 \pm 30$  млн. лет (Мануйлова, 1964).

#### МАМСКО-ОРОНСКИЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Граниты описываемого комплекса образуют вытянутые на северо-восток тела, размером от сотен метров до 2 км, гнейсовидные в которых сохвтает с направлением главных структур. Эти тела прорывают углеродную и нюруджаканскую свиты, а также диориты довыренского комплекса в бассейне Гасан-Дякита и вызывают окварцевание последних. Контакты с вмещающими породами четкие, в эдиоконтакте граниты более мелкозернистые. Граниты по петрографически подразделяются на биотитовые, роговообманково-биотитовые граниты и гнейсо-граниты, лейкократовые и мусковитовые граниты (Урбанов и др. 1960).

Биотитовые, роговообманково-биотитовые граниты и гнейсо-граниты распространены по правобережью Холодной. Они серые, мелко- и среднезернистые массивной или гнейсовидной текстуры, часто с сетью мелких трещин, заполненных кварц-полевощпатовым перетертым материалом. Структура гранитов катаклизмическая, лепидо- и гранобластовая, типичноморфнозернистая. Образованы они кварцем (25%), серицитизированным олигоклазом (35%), калишпатом (до 40%), биотитом, реже роговой обманкой и вторичными минералами (хлорит, эпидот).

Лейкократовые и мусковитовые граниты распространены в междуречье Холодной и Гасан-Дякита. Они образуют небольшие тела и дайки. Представляют собой светло-серые и розовато-серые средние мелкозернистые породы мясистой текстуры, иногда цементной структуры. Они состоят из олигоклаза (50%), микроклина (30%), кварца (15—20%), мусковита, биотита, эпидота. Акцессорные минералы представлены апатитом и рудными минералами. Полевые шпаты иногда кирпично-красного цвета. По возрастанию количества мусковита гранит переходит в мусковитовый. Автоматоморфизм выразился слабой альбитизацией, окварцеванием и мусковитизацией пород.

Пегматиты образуют жилы мощностью до 5 м и более; состоят из минералов, кварца, олигоклаза, чешуек мусковита, иногда биотита и акцессорных минералов — граната, рудного минерала, орита, апатита. Крупные кристаллы полевого шпата бываюг кирпично-красными. Некоторые жилы зональные, с алитовой оторочкой и кварцевым ядром, со слюдой до 3 см в поперечнике.

Описанные граниты отнесены к верхнепротерозойскому мамско-оронскому комплексу на следующих основаниях: 1) они прорывают нижнепротерозойские углеродную и нюруджаканскую свиты; 2) в верховьях р. Лулы лейкократовые граниты этого комплекса прорывают гнейсо-граниты мусковитового комплекса; 3) граниты и пегматиты по р. Гасан-Дякиту прорывают мелкие тела верхнепротерозойского довыренского интрузивного комплекса\*, 4) в гальке базальных конгломератов нижнекембрийской холоднинской свиты отмечены граниты и пегматиты описанного комплекса.

#### Палеозойские интрузии

##### КОНКУДЕРО-МАМАКАНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

На рассматриваемой территории распространены только гранитоиды первой фазы его внедрения — граниты, сиениты, гранит-порфиры.

Гранитоиды слатают небольшие тела и штоки в бассейне Катакчана и на левобережье Абыдаы. Эти, нередко вытянутые вдоль зон разломов, крупнопла-

\* Не исключено, что основные породы по Гасан-Дякиту принадлежат другому комплексу (примеч. редактора).

точные тела прорывают чуйскую, олокитскую и олдокскую свиты. Экзоконтактовые изменения в породах чуйской свиты незначительные, а в олокитской и олдокской свиты выразились ороговением и перекристаллизацией с образованием биотита, граната и других минералов (см. главу «Стратиграфия»). Гранитоиды в зонах тектонических разрывов превращены в ортогнейсы и blastomylonitы (порфиритоиды) с реликтами первичной структуры.

Сиениты роговообманково-пироксеновые, граниты биотитово-роговообманково-гнейсо-граниты мусковитово-биотитовые (Ур. Рзкин).

Сиениты роговообманково-пироксеновые, бурые, буровато-серые, массивной текстуры, аллотропоморфной структуры. Состоят из калиевого полевого шпата, местами замещенного платохлазом, олигоклаза с микроклинами (20—30%), ромбического и моноклинного пироксена (8—10%), роговой обманки (3—5%), кварца (до 3%), акцессорных минералов — ширкона, апатита и рудного минерала. Пироксены взаимопрорастают друг в друга и замещаются роговой обманкой.

Граниты биотитово-роговообманковые, светло- и буровато-серые массивной текстуры, аллотропоморфной структуры. Образованы они микроклинном (40—50%), кварцем (28—35%), олигоклазом и альбитом (10—30%), роговой обманкой (1—15%), биотитом (до 1%) и акцессорными минералами — апатитом, ширконом, рудным минералом. Породы альбитизированы в постмагматическую стадию с образованием мirmekитов в платохлазе.

Гнейсо-граниты биотитовые, микротитизированные, серые, распространены в бассейне Катакчана. Они мелкокристальные, сланцевой, гнейсовидной, иногда мясистой текстуры, blastomylonitовой, blastocentриной, blastокластической и торфирокластической структуры с микрогелиотрансформированной тканью. Граниты состоят из микропертита, микроклина (40—60%), альбита, олигоклаза (10—15%), кварца (25—30%), биотита и мусковита (5—20%). Породы были раздроблены и после перекристаллизованы: в них возникла микрогелиотрансформированная структура с «очуками» микроклина. Вторичные процессы выражены серицитизацией, альбитизацией, мусковитизацией, эпидотизацией и хлоритизацией гранитов. В краевых частях тел граниты представляют собой blastomylonitы, состоящие из кварц-полевощпатового агрегата (73%), биотита, серицита (до 11%), порфирокластов микроклина и микропертита (10%).

Граниты, гранит-порфиры, фельзит-порфиры катаклизированные, порфиритоиды, обнажающиеся по правобережью р. Абыдаы, являются, по-видимому, частью палеозойской интрузии. Они серые до темно-серых, гнейсовидной и сланцеватой текстуры, порфировой, blastотпорфировой, blastomylonitовой структуры с микрогранобластовой и микрогранитовой основной массой. Состоят из порфирокластобитизированного микроклина, олигоклаза и основной массы. Последняя образована микроклинном, олигоклазом, кварцем, роговой обманкой, кльиноцелином, хлоритом, биотитом, эпидотом, мусковитом, карбонатом. Акцессорными минералами являются гранат, орнит, ширкон, апатит, сфен, титаномалтит, рутил и турмалин.

Наличие мелкозернистой зоны закатаки в охарактеризованных телах свидетельствует о быстром их остывании, а структура указывает на малые глубины формирования.

К конкудеро-мамаканскому комплексу мы условно относим и дайки плагиогранит-порфира и кварцевых порфиров.

Плагиогранит-порфиры образуют дайку, рассекающую габбропорфиры. Мощность дайки до 2 м, длина 100 м. Структура породы гомогеннопорфировая с гинциломорфнозернистой, переходной к алитовой основной массой. Они состоят из альбита (?) (45—50%), кварца (30—35%) и надело-хлоритизированного темноцветного минерала. Акцессорные минералы представлены апатитом, ширконом, сфеном.

Кварцевые порфиры зеленовато-розовые, массивной, сланцеватой текстуры, порфировой структуры и со следами течения, ориентированными вкрест простирания дайки. В порфировых выделениях — кварц и зеленюватый полевой шпат. Основная масса микрофельзитовая, состоит из агрегата кварца, серицита, карбоната с примесью гидроксидов железа. В одном месте квар-

первые порфиры захватывают мелкие обломки андезитов сынырьской свиты, что позволяет условно считать их производными описанного комплекса.

Выделение палеозойских интрузий в исследованном районе условно проведено по следующим данным: 1) прорываемым гранит-порфирами олюкитской свиты; 2) прорываемым плагиокранит-порфирами габбро-норитов довыренского комплекса и сопоставленным с аналогичными породами конклюдеро-мамакского комплекса встречающимся в других районах.

Из всех описанных интрузивных образований на графиках  $\Delta T_a$  наиболее четко выделяются основные и ультраосновные породы довыренского комплекса. Интенсивность магнитных аномалий непосредственно на их массивах варьирует от +500 до +1000 $\gamma$ . Магнитные поля на гранитоидах обычно неотчетливы и характеризуются на графиках  $\Delta T_a$  пилообразной записью небольшой амплитуды (200—400 $\gamma$ ). В отличие от вмещающих пород они обладают несколько повышенным радиометрическим фоном, равным 20—30 $\gamma$ , и над чуйско-кодарским комплексом до 100 $\gamma$ .

## ТЕКТОНИКА

Согласно современным представлениям о структуре Байкальской горной области, рассматриваемая территория находится на западном фланге Байкальской геосинклинальной системы, заложившейся в раннем протерозое и закончившейся в конце кембрия, в каледонскую эпоху. Выделяются четыре структурных яруса: нижне-, средне- и верхнепротерозойские и нижнепалеозойский. Нижнепротерозойский район, созданной в результате глубокого геосинклинального поружения архейских образований, седиментации, подвоятого вулканизма и складчатости, сопровождающейся интрузивной деятельностью. С этими тектоническими движениями связано начало формирования крупных складчатых сооружений: Чуйского и Гасан-Даякитского, по В. В. Балханову (1964), антиклинорий, разделенных синклинорием. Последний был ограничен поясом глубинных разломов, вдоль которых в среднем и верхнем протерозое существовала подвижная зона с отчетливыми относительно устойчивыми блоками нижепротерозойского фундамента. К ним относятся окаймленный разломом Тянь-Холоднинский внутренний массив, расположенный в юго-восточной окраине зоны.

Чуйский антиклинорий, представляющий в районе части юго-восточного крыла, сложен породами чуйской свиты и ограничен с запада Луго-Миньским, а с юго-востока — Абылакским глубинными разломами. Эта часть крыла осложнена второстепенной синклиналью и сопряженной с ней антиклиналью. Каждая из них имеет ширину 15—20 км и простирается на десятки километров. Синклиналь протягивается по правобережью Лев. Мини с юго-запада на северо-восток. Ось ее проходит через среднее течение Сыркияна, устья Сред. Миньякана и Неручанды. Северо-западное крыло на большом протяжении срезано Луго-Миньским разломом и падает заметно круче юго-восточного. Углы падения соответственно 40—70 и 20—30°. Антиклинальная структура большей частью уничтожена гранитоидами: ось ее проходит через верховья Уюкита Миньского, Неручанды и устанавливается по ксенолитам или остаткам пород кровли. Наиболее полно она сохранилась в бассейне Неручанды, где северозападное ее крыло падает полого ( $\angle 20$ —30°), а юго-восточное — сравнительно круто ( $\angle 40$ —45°). Юго-восточное крыло в местах перехода в смежную синклиналь несколько отсечено Абылакской зоной разломов. В пределах последней обнажаются кристаллические известняки чуйской свиты, сложенные вытянутые на северо-восток тектонические блоки. Блоки представляют собой фрагменты антиклинальной складки, опрокиннутой на юго-восток.

На крыльях этих относительно крупных структур отсечаются структуры более высоких порядков. Морфология и генезис их весьма разнообразны. В миметиках части складки течения, возникшие в размытых породах в условиях ультраметаформизма. В гнейсах и сланцах наблюдаются складки волочения, свидетельствующие о дифференциальных движениях внутри толщ. Гасан-Даякитский антиклинорий сложен породами нюрдудуканской свиты,

местами перекрытыми нижекембрийскими отложениями. На западе и северо-западе он граничит с Тянь-Холоднинским внутренним массивом по Холоднинскому разлому, а на юг и восток уходит за пределы рассматриваемой территории. Складчатые структуры, наблюдающиеся на фоне этого антиклинория, группируются в серии сопряженных прямых, косых и опрокинутых синклиналей, нах и антиклиналей складок северо-восточного простирания (35—40°) с углами падения крыльев от 50 до 80°. Опрокинутые складки часто появляются вблизи разрывов. Ширрина их колеблется в пределах 2,0—4,0 км, а протяженность от 10 до 15 км. Описанные складки осложнены мелкими складками с амплитудой несколько десятков метров.

Тянь-Холоднинский внутренний массив, сохранившийся в среднепротерозойской складчатой зоне, является фрагментом крупного синклинория. Об этом можно судить по наличию верхнепротерозойских отложений, ограничивающих его с северо-востока, юга, юго-запада. На юге он уходит за пределы площади, а в пределах массива, сложеного породами харгунтуйской и унгдарской свит, выделяется крупная определенная расстоянием между обрамляющего-восток. Неполная ее ширина определяется расстоянием между обрамляющими разломами и достигает 15,0 км. Ось синклинали проходит примерно по водоразделу Тянь и Холодной и ориентирована на северо-восток 40—50°. В этом же направлении происходит воздымание ее шарнира, а в районе сужения Тянь-Холоднинского междуучья — центроципиальное замыкание. Дро синклинали сложено окрестными гнейсами и сланцами унгдарской, а крылья — кварцитами и кристаллическими сланцами харгунтуйской свиты. Оба крыла падают на северо-запад под  $\angle 40$ —70° и срезаны разломами. В самой юго-восточной части массива, в тектоническом блоке, обнажаются породы унддарской свиты, слетающие, вероятно, ядро синклинали.

Во всех частях описанных складчатых структур, особенно на их крыльях, отмечается множество мелких, слыносжатых линейных складок длиной от нескольких до первых сотен метров и шириной от долей метра до десятков метров.

С крупными тектоническими движениями конца нижнего протерозоя связано внедрение гранитоидов муйского и становление гнейсо-гранитов уюкитского комплексов. Последние размещаются в пределах Чуйского антиклинория и образуют большое количество небольших согласных тел с разломами, а также и образуют большое количество обширных полей миметиков. Все частыми контактами и сопровождаются обширными полями миметиков. Это и некоторые тектурно-структурные их признаки позволяют присоединить к мнению ряда исследователей (Салоп, 1960; Тевеклий, 1960 и др.) о падении происхождения гранитоидов этого комплекса. После главной фазы нижепротерозойской складчатости внедрились граниты чуйско-кодарского комплекса. В нижнем протерозое заложены крупные региональные разломы, развивавшиеся во все последующие эпохи.

Среднепротерозойский структурный ярус в разных частях района отличается разным характером складчатости, что обусловлено особенностями тектонического режима отдельных его участков. После значительной инверсии нижепротерозойской геосинклинали, в среднем и верхнем протерозое продолжалась существовать подвижная геосинклинальная зона, определенная поясом глубинных тектонических разрывов. В районе эта зона простирается в направлении Унгдар и Тянь-Абылакским водоразделом и предельно совпадает с хребтом Унгдар. Среднепротерозойские терригенно-сталактые сейчас многоуровневую структуру. Среднепротерозойские терригенно-карбонатные отложения теплогринской серии, отлагавшиеся здесь в то время, в большинстве своем перекрыты верхнепротерозойскими осадками и обнажаются в кульминциальных антиклинальных складках или в приподнятых тектонических блоках. Одновременно с накоплением осадков в этом процессе происходит в кульминциальных антиклинальных складках или в приподнятых тектонических блоках. Одновременно с накоплением осадков в этом процессе происходит в кульминциальных антиклинальных складках или в приподнятых тектонических блоках. Одновременно с накоплением осадков в этом процессе происходит в кульминциальных антиклинальных складках или в приподнятых тектонических блоках.

В подложной зоне, в отложениях теплогринской серии, устанавливаются слыносжатые линейные складки, ориентированные на северо-восток (35—40°).

Во многих местах они оказываются опрокинутыми в ту или другую сторону или разорванными и смешанными на значительные расстояния. Особенно часто такие явления наблюдаются в районе р. Катаканды. Углы падения крыльев симметричных складок обычно крутые (70—85°), а опрокинутых — пологие (35—55°).

В отличие от сложных складчатых структур теплогинской серии в отложениях акитканской серии наблюдаются сравнительно простые структуры. По данным А. В. Артемьева (1962), они собраны в крупную антиклинальную складку северо-восточного простирания, ось которой проходит далеко к западу от границы нашего района. Непосредственно в районе они тянутся пологой впадине реки Лева Миня — Должкоит и развиты системой сбросов, а в зоне Лево-Миньского разлома превращены в различного рода тектониты, вплоть до миллионов. Судя по обрывкам складчатых структур, наблюдающихся в тектонических блоках, породы этой серии смяты в сравнительно простые волнообразные складки преимущественно субмеридионального простирания. Углы падения их крыльев колеблются в пределах 20—45°. По правобережью Должкоиты ядро одной из таких синклиналий складок сложено косоугольными песчаниками и правейтитами чайской, а крылья — известными эффузивными хлоридно-сульфидными породами. Сильноожатые, нерезко опрокинутые или разорванные складки обычно небольших размеров часто отмечаются в зонах разрывных нарушений.

Говоря о среднепротерозойских складчатых структурах, особенно в подвижной зоне, следует иметь в виду, что они в значительной мере переработаны последующими тектоническими движениями и, следовательно, не могут безоговорочно оцениваться как первичные структуры.

В период среднепротерозойской складчатости по глубинным разломам, местами контролировавшим распространение очагов тановых излияний, произошло неоднократно внедрение гранитоидов иртыльского комплекса. Для ранней, синорогенной, фазы комплекса характерна линейная и плоскоосевная ориентировка удлиненных минералов, а для посторогенной — отсутствие этих тектурных особенностей.

Верхнепротерозойский структурный ярус представляет в пределах подвижной зоны мощными несечно-глинистыми, глинисто-карбонатными и вулканогенными толщами. Интенсивность вулканической деятельности возрастала по мере заполнения зоны осадками, обильно поступающими с окружающих тор. Возможно, в некоторых местах эти эффузивы изливались в субпараллельных условиях, так как наряду с глинисто-карбонатными осадками, перелаванивающимися с вулканогенными образованиями, иногда отмечаются пластовая корка и обломки выветрелых пород в основании покровов.

Верхнепротерозойскими тектоническими движениями все эти толщи были смяты в крупную синклиналию складку северо-восточного простирания (40—45°). Особенно хорошо это видно на северо-восточном ее продолжении, где предельно нашего района, где ядро синклиналы сложено эффузивными слывирской свиты, а крылья — разнообразными сланцами, песчаниками и известняками ондожской и олокигской свит. Шарнир этой синклиналы заметно уединяется по простиранию и в целом возмущается в юго-западном направлении. Характер осложняющих ее складок часто зависит от литологического состава пород, т. е. их компетентности. В эффузивах сынырской свиты преобладают сравнительно простые, а в песчаниках сланцах и карбонатных породах ондожской и олокигской свит — складки параллельные или косоугольные. Расположенные в юго-восточной части северо-восточного простирания. Углы падения их крыльев изменяются в пределах 30—80°. Вблизи обрамляющих жестких массивов или вытесненных подпитий часто наблюдается опрокинутые складки в их сторону. При этом подвернутые крылья всегда оказываются круче (40—80°), чем нависающие (20—35°). Протяженность описанных складок изменяется от нескольких сотен метров до 10—15 км, а ширина от десятков до сотен метров до 3—5 км. Наблюдаются еще более мелкие складки (плоты до 10 м), причисленные преимущественно к зонам поднажек и расщепивающих пород.

Завершение протерозойской эры ознаменовалось крупными тектоническими движениями. С ними связано внедрение основных и ультраосновных пород довыресского и гранитоидов мамско-оронского комплексов.

Нижнепалеозойский структурный ярус, представляющий нижнекембрийские отложения и раннекаледонский гранитоиды, занимает собой завершение геосинклинального развития района. К началу нижнего кембрия выделена в область опускания, захватывающую обширную территорию юга Северо-Байкальского нагорья. В нижнем кембрии, точнее в алданском веке, эта часть территории была занята морской бассейном, в котором отлагались грубообломочные, преимущественно песчаные осадки, поступающие в результате разрушения окружающих гор и островных гряд. К настоящему времени они в значительной мере уже смяты и сохранились лишь в виде небольших отдельных участков. В бассейне Олокигты нижнекембрийские отложения падают моноклинально на юго-восток под углом 25—60°. В междурье Ходолая—Гасан-Дикит или сложено юго-западное центральнонаправленное залыганье крупной синклиналий структур, простирание которых на северо-восток, далеко за пределы раскарпированной площади. Углы падения пород здесь 20—45°, а вблизи разрывных нарушений 50—60°. В целом складчатые структуры кембрийских отложений района имеют выдержанное северо-восточное простирание (40—50°) и довольно простую морфологию, условно относясь только в зоне разлома.

Как установлено в настоящее время, залыганье геосинклинали и окончателая ее консолидация в Байкальской горной области произошли на границе среднего и верхнего кембрия, в одну из ранних фаз каледонского тектонического цикла. Это доказывается многочисленными данными, подтверждающими точку зрения Е. П. Павловского о самостоятельном, но своеобразном развитии байкальских каледонид и их отличии от западноевропейских (Павловский, 1956 и 1960). С завершающей стадией этого тектонического цикла было связано внедрение гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса и залыганье ряда разрывных нарушений.

## Разрывные нарушения

Разрывные нарушения многочисленны и их роль в истории геологического развития района чрезвычайно велика. Они контролируются контуром и расположением главнейших структурных (складчатых) элементов, распределение которых интрузивных образований; с ними связано заложение и дальнейшее развитие описанной выше подвижной зоны, включая эффузивы и т. д. По времени образования они могут быть подразделены на следующие группы: 1) нижнепротерозойские разломы преимущественно глубинного заложения; 2) предоложительно среднепротерозойские разломы типа сбросов; 3) верхнепротерозойские разломы различных генетических категорий; 4) посленижнекембрийские разломы, верхняя возрастная граница которых объективно не может быть установлена.

Нижнепротерозойские разрывные нарушения — Лево-Миньский, Абгадский, Тынский и Холдинский региональные разломы и их ветви.

Лево-Миньский разлом субмеридионального простирания проходит по правому борту долины Лев. Миня. Впасть устья р. Укуйчикты он раздвигается на параллельные ветви и уходит за пределы района. Мощности зоны тектонического сдвига 200—500 м, а подога сближенных трещин отрыва местами достигает 4—5 км. Амплитуда смещения разлома неизвестна, однако значительная его протяженность, равная нескольким сотням километров, указывает на то, что разлом к типу глубинных. Заложение его, несомненно, предшествовало излиянию среднепротерозойских эффузивов и относится, вероятно, ко времени завершения нижнепротерозойской складчатости. В современном эрозионном срезу вдоль этого древнего разлома привлекены в сопряженное тандем нижнего и среднего протерозоя.

Абчадский разлом пересекает расчленяемый район с юго-запада на северо-восток по днаотланд и проходил по долине Катакачана и Абчад. Общая протяженность — многие сотни километров, а ширина сопровождающих его тектонитов 1—2 км. Это одна из самых крупных разрывных структур Северо-Вайкальского нагорья, возникшая, по мнению Д. И. Салова (1960), на самых ранних стадиях геосинклинального развития района и разграничивающая собой выделенные им структурно-фациальные пояса раннего протерозоя. Вдоль зоны разлома размещается серия редкотельных пематитов, генетически связанных с гранитоидами прельского комплекса. Возможно, что выделение этих гранитоидов приурочено к этой осадочной тектонической зоне. Такое предположение высказано рядом исследователей (Асланов, 1960; Рейф, 1962). Плоскость смещения главного разлома в районе р. Абчад падает на северо-запад под  $\angle 70-85^\circ$  (Асланов, 1960). Аналогичные замеры получены нами и в бассейне Катакачана. По Абчадскому разлому контактирует ниже-, средне- и верхнотерозойские образования, смещенные по вертикали на 1,0—1,4 км (Кульчицкий, 1955).

Тышский и Холоднинский тектонические разрывы, проходящие по долинам одноименных рек, являются отдельными ветвями крупного разлома, следующего в северо-восточном направлении далеко за пределы расчленяемого района. Тышская ветвь почти на всем протяжении скрыта под четвертичными отложениями и выявляется по резкому обрыву складчатых структур разновозрастных толщ. Холоднинская же ветвь, доступная в основном непосредственно наблюдению, устанавливается по тектоничному и мелким сбросам, разбитым в погосе шириной до 20 км. Крылья этого разлома сложены совершенно различными толщами нижнего протерозоя, причем восточное крыло, по мнению А. А. Малышева (1953), принадлежит относительно западного направления на 2 км.

В настоящее время все эти зоны разломов в той или иной форме выражены в рельефе и состоят из серии соинженных субпараллельных разрывов, обычно сходящихся на концах или отходящих от них трещин опережения. Последние особенно часто отключаются вдоль Абчадского разлома и в некоторых случаях представляют собой надвиги. В самой зоне породы сильно раздроблены, обожжены и превращены в брекчи, катаклазты, микониты и различные по составу диафориты. Отмечается многократный сброс и задевание трещин некоакрипными генерациями кварца и флюорита. Все это позволяет думать о многократных движениях вдоль этих зон, о сложном и длительном их развитии как в условиях общегорного растяжения, так и общегорного сжатия земной коры.

Среднепротерозойские разрывные структуры изучены весьма слабо. Предполагается, что к этой возрастной группе нарушений относятся среднепротерозойские образования в бассейнах Мини и Катакачана. Подвлияющее большинство этих разрывов относится к типу сбросов с крутой, преимущественно вертикальной плоскостью смещения. Обычно они сопровождаются раздроблением и слабым брекчированием пород с зернами и бороздами скопления. Амплитуда смещения по ним исчисляется несколькими десятками, реже сотнями метров.

Верхнепротерозойские разрывные нарушения наблюдаются в отложениях позднего протерозоя и прорывающих их основных и ультраосновных породах довыркенского комплекса. Результаты детальных исследований (Гурулев, 1963; Вабурин, 1964) габбро-перидотитового массива толды Довырен и вмещающих пород показывают, что среди них могут быть выделены сбросы, надвиги и сбросо-сдвиги, возраст которых устанавливается присутствием катаклазированных верхнотерозойских пород в составе обломочного материала конгломератов нижнепротерозойских пород. В составе обломочной породы характерно наличие и другим признакам, различиями характеру минерального заполнения и другим признакам, различиями возраста ориентированы в северо-восточном направлении и проследятся на 10—20 км: ширина зоны дробления пород до 400—500 м. В пределах зон разломов породы претерпели значительные изменения вплоть до

образования бесструктурных миконитов. По данным С. А. Гурулева (1963), в габбро-перидотитовом массиве г. Довырен тектонические трещины местами заполнены сульфидными рудами, хризотил-асбестом и др. В ряде месте более протяженные разломы северо-восточного простирания секутся и смещаются сравнительно короткими разрывами северо-западного простирания. Возможно, что часть из них заложилась в более позднее время. Амплитуда верхнотерозойских разрывных нарушений точно не определена.

После ижекембрийские разломы, возникшие в эпоху каледонского дисстрофизма и особенно в период мезо-кайнозойских глыбовых движений, прямо или косвенно связаны с древними глубинными разломами. Их их, несомненно, очень много в районе. Больше или менее достоверно они устанавливаются только там, где сохранились отложения нижнего кембрия или обнажаются затронуемые ими каледонские граниты. Геоморфологический метод определения их возраста в большинстве случаев здесь не применим, так как и более древние допоздние разломы оказываются почти одинаково выраженными в рельефе.

Подвлияющее большинство разломов этого возраста представляют собой почти вертикальные сбросы, сопровождающиеся интенсивной трещиноватостью и брекчированием пород. Протяженность сбросов не превышает 10—12 км, а ширина погосы дробления пород — несколько десятков метров. Им секутся все (за исключением четвертичных) геологические образования.

Благодаря высокой сейсмичности района большинство разломов подновляется до настоящего времени. Об этом свидетельствуют их выраженность в рельефе и наличие в зонах дробления неспекментированного материала.

На гомалитных картах все эти разломы фиксируются погосовидными анго-малыми интенсивностью от +400 до +1000у (Сусенинков, 1958; Никулин, 1961). Эти значения в 2—3 раза превышают обиний фон магнитного поля района (рис. 2).

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Образование главных морфологических единиц рельефа района — хребты Унглар, Кичерский, Июко-Довыренская гольцовая группа, Минья-Неручадинское среднегорье — связано с мезо-кайнозойскими тектоническими процессами. Экзотермные факторы наложились на созданные тектоническими движениями морфологические формы и привели к образованию в районе двух типов рельефа: эрозивно-тектонического и аккумулятивного тектонического. *Эрозивно-тектонический тип рельефа.* В областях развития этого типа рельефа выделяется несколько подтипов, а именно: высокогорный альпийский, высокогорный с плавлеными очертаниями водоразделов, среднегорный, реликты древних поверхностей выравнивания (рис. 3).

Высокогорный альпийский рельеф характерен для хребтов Унглар, Кичерского и для Июко-Довыренской гольцовой группы. Здесь абсолютные отметки высот колеблются от 1700 до 2150 м, а относительные преобладают водоразделов над дилитамы достигают 1500 м. В созданный рельефа преобладают ледниковая экзарация и глубинная эрозия. Они обусловили появление острых вершин — карнизов, пикуобразных гребней, многочисленных каров, тропов, ущелий.

*Высокогорный рельеф* с плавлеными очертаниями водоразделов распространены в бассейне р. Тасан-Дакита, в междуречьях Тын — Холодной, Абчад — Оюкита, Дев. Мини — Укучикты. Он характеризуется абсолютными отметками от 1500 до 1800 м и более.

В образовании его существенно роль играют экзация, ливачия, ледниковая эрозия и аккумуляция. Рельеф указанных междуречий характеризуется распространением куполовидных вершин с выходящими склонами, постепенно переходящими в борта троповых долин. Кое-где редко сохраняются признаки каров. Морозное выветривание и солифлюкция с плоскостным смывом стгаживают вершины и гребни водоразделов.

Среднегорный рельеф занимает верхняя часть рек Бот. Мини, Неручадина и область бывшего господства ледника полупокровного типа область «сливших»

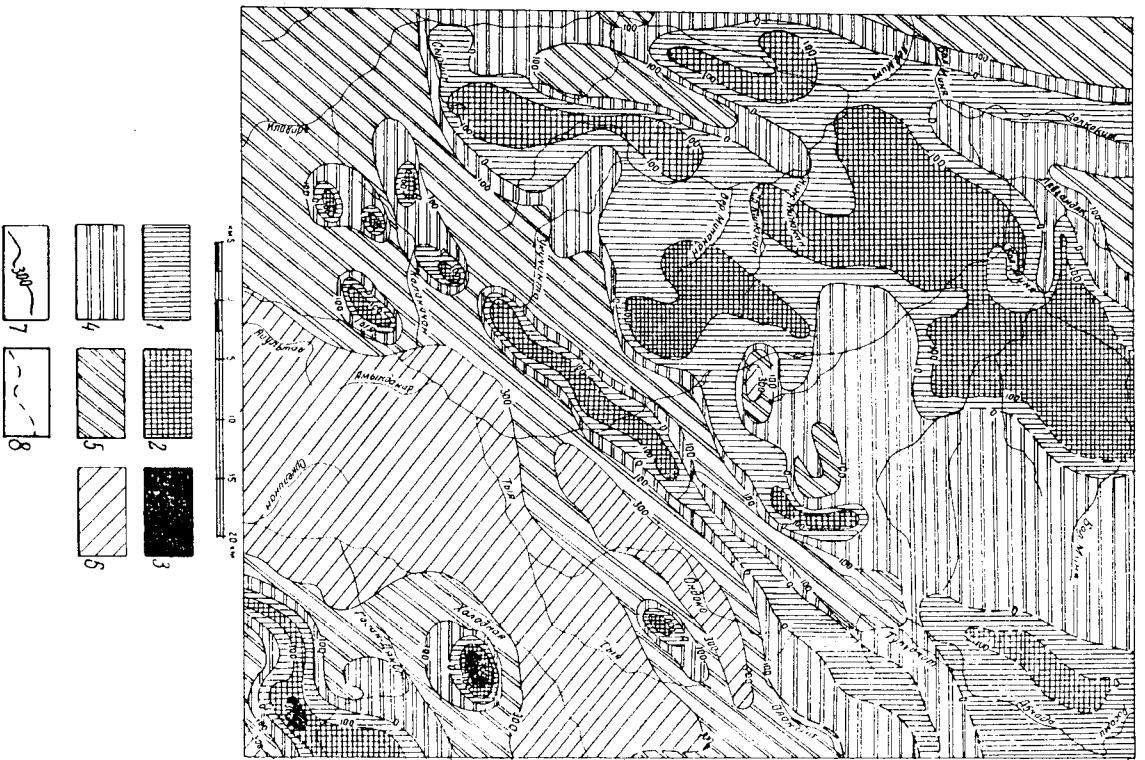


Рис. 2. Карта изодинам ДТа. Составлена по материалам В. В. Су-  
сленникова

Интенсивность магнитного поля в рамках. Положительные значения ДТа:  
1—0—100, 2—100—300, 3—больше 300; отрицательные значения ДТа: 4—  
0—100; 5—100—300, 6—меньше 300; 7—изодинами; 8—предполагаемые  
продолжения изодинам

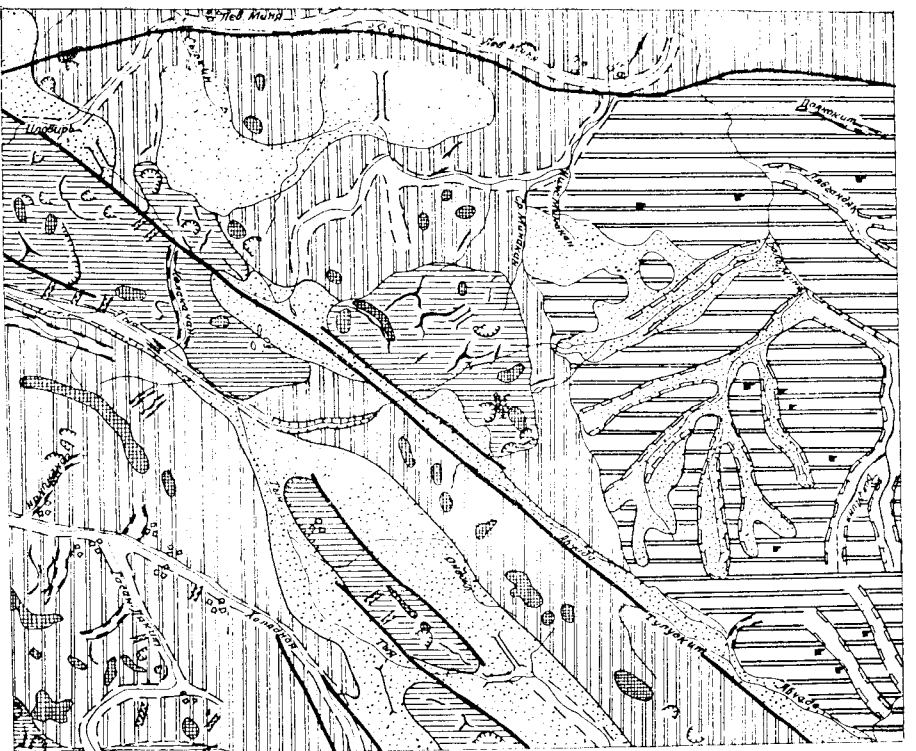


Рис. 3. Геоморфологическая схема. Составил П. Б. Делюхин

1—высокогорный альпийский рельеф; 2—высокогорный рельеф с пла-  
ными очертаниями вулканов; 3—среднегорный расчлененный рельеф;  
4—холмисто-грядовый рельеф; 5—остатки древних пологих выравне-  
ваний; 6—V-образные долины; 7—трапециевидные долины; 8—сквозные  
долины; 9—троги; 10—каньоны; 11—карбы; 12—острые гребни некоторых  
вулканов и отдельных вершин; 13—остатки выветривания; 14—камен-  
ные реки и кувумы; 15—разломы, выраженные в рельефе (уступы, бо-  
розны и т. д.); 16—границы типов рельефа (о), границы рельефа не резко  
выраженные (о)

сь» долинных ледников. Ассолитные отметки от 1100 до 1500—1600 м. Деградация, экзаррация и ледниковая аккумуляция создали в этом районе разнообразной формы холмы, увалы, водоразделы с пологими вершинами и широкие долины. Реки, размытая ледниковые отложения, «террасируют» и перегорают их. На водоразделах встречаются ледниковые впадины и останцы выветривания.

Рельефы древних поверхностей выравнивания сохранялись на разных абсолютных высотах, что объясняется различными амплитудами тектонических движений в кайнозое. Они представляются плоскими по верхностям с маломощным деловиально-элювиальным чехлом. Изредка встречаются в области альпийского рельефа, где ими закарпиваются отдельные вершины, ниже переходящие в отвесные стенки каров.

Холмисто-рядовый рельеф распространен в бассейнах Неру-Чанды, Ачады, между ручья Укучики — Лев. Мины и вокруг гольцовой группы Июко-Довыды. Этот рельеф типичен для мест распространения аккумулятивных ледниковых отложений. Он представлен сочетанием холмов, увалов, западнообразных высоток с относительно высоким превышением не более 150 м. Выступы в сторону движения былого ледника (останцы, обтекания). Последние распространены вокруг гольца Довыден и в верховьях Иювирди.

Тектонические движения, совершившиеся в мезо-кайнозое и особенно в кайнозое, предопределили основные черты орографии района и прилегающей к нему территории. По мнению многих исследователей (Павловский, 1948; Думрашко, 1965 и др.), слабо всхолмленная денудационная равнина, некогда существовавшая в Северном Прибайкалье, в кайнозое испытала воздымание, остоженное тектоническими разрывами.

В результате неравномерности смещения вытнутых на северо-восток блоков образовались хребты и возвышенные массивы, раздвинутые понижениями. Последние, по-видимому, представляли собой отсталые в движении кверху участки земной коры. В последующем приподнятые блоки подвергались эрозии, ледниковой денудации и т. д. Межгорные же части района (поверхности «отсутствующих» блоков) превратились преимущественно в области аккумуляции.

Поднятые Северо-Байкальского нагорья и связанные с ним изменения климата вызвали в четвертичное время оледенение значительной части района. По мнению Н. В. Думитрашко (1950), Н. П. Додохина (1954), было одно оледенение, но с несколькими фазами, по А. А. Яценко (1960), С. А. Гурьеву (1958), В. П. Мастою (1936) — три.

В описываемом районе установлены следы деятельности не менее двух фаз оледенения. Первая фаза оледенения, по-видимому, была наиболее длительной, наиболее мощной и местами полупокровного типа. Области питания ледников были хребет Унгтар, Укучикта-Ужиктский водораздел, гольцы Июко-Довыден, хребет Кучеркин. Отсюда ледники опускались по долинам рек на северо-запад и юг. В бассейне Мины они сходились и образовывали ледниковый покров. Об этом свидетельствуют эрратические валуны, расклинанные на этой площади, широкое развитие ледниковых отложений, тропи, кары и барьяны тал. Небольшие кары, короткие висячие тропи и конечные морены в среднем течении крупных рек связаны с деятельностью второй фазы горно-долинного оледенения.

В последлениковий период начинается новый этап эрозонного расчленения страны. Он активно проявил себя в пределах хребтов и придал современным очертания. Контрастность рельефа вызывает бурную эрозонную деятельность небольших рек, особенно Байкальской системы.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В районе известны проявления железных и полиметаллических руд, никеля, кобальта, алюминия, бериллия, ниобия, асбеста, слюды и других полезных ископаемых.

## Металлические ископаемые

### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Магнетитовые, гематитовые и лимонитовые руды. Проявления железных руд гематитовки подразделяются на осадочные, метаморфические, гидротермальные, магматические и коры выветривания.

Осадочные лимонитовые руды [проявления 55, 68, 70] обнаружены в Ачадыбане (1963) по р. Ондок и в верховьях р. Тын. Они приурочены к останкам террасированных нижнечетвертичных отложений и представляют собой лимонитовый цемент конгломератов. Самое крупное проявление [68] не превышает  $300 \times 120 \times 8$  м. Оно расположено на II надпойменной террасе и представляет собой гребчатого лимонита с ринкитами богатой распыленности, заставшим в основании разреза нижнечетвертичных конгломератов. Химический анализ отдельных наиболее богатых образцов руд показывал до 60% марганца до 1% и в отдельных пробах германция до 0,0013% провал [70].

Метаморфизованные железные руды зафиксированы А. С. Кузьмичкиным (1955) и В. А. Чабаненко (1963) на водоразделе Оюкит—Ачады [34, 40, 78], по правому притоку р. Тын. Здесь в оюкитской свите установлено несколько пластобразных тел магнетит-гематитовых руд мощностью от 1 до 40 м, с перекрытиями они прослеживаются на 2000 м. Существенно гематитовые руды и тяготеют к конгломератам указанной свиты, а магнетитовые к ее сланцам и амфиболитам. Минеральный состав руд: магнетит, гематит, кварц, актинолит, кальцит. Химические анализы наиболее богатых образцов руд обнаружили железо (до 38,5%), марганца (до 0,66%), титан (до 0,94%), в некоторых пробах золота (до 0,3 г/т). Спектральным анализом установлены следы свинца, цинк (0,01%), галлий (0,002%), иттрий (0,002%).

Гидротермальным является Иювирское проявление гематитовых руд [77], обнаруженное Ф. Г. Рейфом (1962) в устье одиночной реки, в зоне разлома, пересекающей граниты. Неравномерная выветленность гематита распределяется на площади  $20 \times 50$  м. В наиболее орудедельных участках гематита выназано до 10% от массы породы. Спектральным анализом установлены железо (до 25%), титан (до 1%), мышьяк до 1% и магнетитовые руды образуют Позднемагматические титаномагнетитовые и магнетитовые руды образуют Холондинское, Гасан-Дикитское и Право-Тыльское проявления, связанные с до-вырским питрующим комплексом.

Холондинское проявление [84] расположено в низовьях одноименной реки, по левому ее притоку. Согласно данным, приводимым П. В. Додохиным (1963), в дюритах обнаружены минерализованная зона 7-метровой мощности, не прослеженная по простиранию. Она образована мелкой выветленностью равномерно распределенного титаномагнетита, составляющей 5—7% породы. Кроме железа, спектральным анализом обнаружены хром (0,01%), никель (0,01%), медь (0,03%) и цинк (до 0,01%).

Гасан-Дикитское проявление [85] находится в 12 км от устья Гасан-Дикиты, на левом берегу. Оно представлено неравномерно распределенными гнездами титаномагнетита в крупнокристаллическом габбро. Рудные скопления состоят из 3—5% массы породы. Спектральными анализами установлены титан (1%), хром (0,01%), никель (до 0,003%) и цинк (0,03%).

Право-Тыльское рудопроявление [67] расположено в истоках Тын, по правому ее притоку. Здесь в даике микродиоритов 10-метровой мощности обнаружены мелкие, равномерно распределенные выделения магнетита. Петрографические исследования показывают до 10% магнетита и гематита. Дайка расчленена кварцевыми жилами, заледаны, которых обогащены гематитом, усложнено к месторождениям коры выветривания, вероятно догематитовой, отнесено Ондок-Оюкитское проявление железных руд [42]. По данным Д. М. Бабурина (1964), гематит-лимонитовое оруденение приурочено к разлому северо-восточного простирания. Между левой вершиной р. Ондок и устьем Моренного (правый приток Оюкиты) в станях ондокской свиты выделен массив базальтов довырельского комплекса протягивается 5000-метровой

длины и 40-метровой ширины полого интенсивно выветрелых кварцево-каолинных пород, вскрытых шурфом на глубину 10 м. Они лимонитизированы и включают крупные гнезда (до 1 м в поперечнике) брекчиевидных гематит-лимонитовых руд. Первые руды не вскрыты выдутой боковой мощностью коры выветривания. Оруденение неравномерное. Спектральными анализами борозловых проб обнаружены железо (до 60%), марганец (0,3—10%), ванадий (до 1%), никель (до 0,1%), кобальт (до 0,12%), медь тысячные доли процента. По химическому анализу железа до 54%, никеля до 0,018%, кобальта до 0,27%, меди 0,02%.

Почти все охарактеризованные железорудные проявления не имеют практического интереса. Некоторое значение имеет Оглокское проявление [42]. Судя по составу, оно, возможно, представляет собой зону окиснения, возникшую на сульфидных медно-никелевых рудах (также зоны известны в Северо-Байкальском районе; Гурзуев, 1961). Закономерная придуроченность железистых кварцитов к оглокскому синте может служить неоспоримым признаком на железные руды в Северном Прибайкалье.

#### ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. В. А. Чабаненко (1963) выявил группу Абадо-Олокитских проявлений и Олокитское проявление меди гидротермального типа. В Абадо-Олокитской группе проявлены [32, 35, 36, 39] медные оруденение связано с метасоматическими изменениями выветрелыми породами. Ширина полого выветрелых пород колеблется от нескольких метров до 60 м, а длина по простиранию — до 5 км. Интенсивное выветривание распространяется на глубину больше 6 м.

На одних участках метасоматически измененные гранатово-актинолитовые породы олокитской свиты состоят из актинолита, граната, магнетита, пиррита, пирротина, хлорита, кальцита, сидерита и кварца. Спектральным анализом точечно-штучных проб обнаружены титан (0,1%), медь (0,03%), никель (0,05%), кобальт (0,008%), цинк (0,01%), марганец (0,025%). В других участках выявляются кварц-серпентиновые сланцы, минеральный состав рудной части которых представлен пирритом, пирротин, халькопиритом, магнетитом, марказитом, лимонитом и сидеритом. Оруденение неравномерное. Содержание сульфидов меняется от 5 до 40%. Спектральным анализом окисленного сульфидного порошка из рудных зон установлено свинца 0,004%, цинка 0,01%, в борозловых пробах меди сотые доли процента и золота до 0,03 г/т, химический анализ штучных проб установил мышьяк до 0,072%.

Группа вышеописанных рудных проявлений заслуживает обследования на глубину.

Оглокское проявление меди [57] представляется сульфидизированными кварцевыми жилами. Их мощность варьирует от 10 см до 2,5 м. Оруденение неравномерное (содержание сульфидов изменяется от следов до 15% объема пород) и представлено борнитом, халькозинитом, халькопиритом, ковеллитом, гематитом. Спектральными анализами точечно-штучных проб обнаружены медь (до 3%), цинк (до 0,01%) и никель (до 0,01%). На участке Оглокского рудопроявления наблюдались дефицитные свалы сульфидизированного кварца (размеры обломков до 30×40 см), коренные выходы их не найдены.

Металлогенетическим опробованием на водоразделе Абада—Олокит в районе Иокко-Довыренского массива установлены ореолы рассеяния меди [21] с содержанием ее от 0,01 до 0,1. Они околочиваются поля с проявлениями меди и сульфидным медно-никелевым оруденением.

Свинца известен в ореолах рассеяния, выявленных металлогенетическим опробованием в бассейне Минн [1, 10, 11, 45]. Содержание свинца 0,001—0,03%, а в ореоле 45 до 0,3%. Коренными источниками свинца, по всей вероятности, являются пематиты и сульфидно-кварцевые жилы.

Полуметаллические руды обнаружены в нескольких местах. Моренное рудопроявление [43] расположено по кряжу Моренному — правому притоку Олоки и представлено редкой вкрапленностью сфалерита и

галенита в кварцитоидных песчанниках. Химический анализ точечно-штучной руды показывает сотые доли процента свинца, цинка и меди.

Рыбачье рудопроявление [63] находится в 100 м от устья одноименного ручья — левого притока Олоки. По металлогенетическому оруденению несет кварцево-кварцитовые жилы мощностью до 5 см. Они обрамляют густую сеть в контактированных измененных известняках (мощность известняков 70 м, прослежены на 194 м). Жилы содержат сфалерит, пирит, пирротин, халькопирит и реже галенит. Оруденение крайне неравномерное. Химическими анализами точечно-штучных проб установлены цинк (0,9%), свинец (0,06%), медь (0,01%), медно-никелевые руды [61] находятся в верховьях р. Тылекки Уокит. Они придурочены к контакту свайцев с катаклизированными гранитами. На контакте этих пород отмечены незначительная сфалерит-галенитовая минерализация. Спектральными анализами борозловых проб обнаружены цинк (0,1%), свинец (0,1%), медь (до 0,01%).

Ореолы рассеяния цинка, свинца, меди отмечены в районе Иокко-Довыренского массива [33, 62] и по р. Холодной [71]: содержание цинка до 0,01%, свинца 0,001%, меди 0,001%.

По нашему мнению, дачиленного изучения заслуживает Рыбачье проявление полиметаллических руд [63], оставшиеся неизученными по разведкам, бедны по содержанию.

Медно-никелевые месторождения и проявления связаны с основными породами (а также с их жильными производными) верхнепротерозойского доныренского комплекса. Этими породами стареют Иокко-Довыренский массив и другие более мелкие тела. Массив представляет собой «расположенное» погруженное тело, сформировавшееся в результате медо-копратного, по Л. М. Бабурину (1964) четирифазного, внедрения магмы. Внедрение и становление сопровождается сульфидно-никелевым оруденением — сингенетическим и эпигенетическим.

Сингенетическое оруденение, по-видимому, возникло в процессе дифференциации магмы. Эпигенетическое оруденение обусловлено последними этапами формирования массива, внедрением остаточного сульфидного расплава в зоны разломов и тектонических разрывов как в массиве, так и за пределами его. Руды существенно сульфидно-никелевые с небольшим количеством меди и других элементов. Главным минералом руд является пирротин, а второстепенным — пентландит, халькопирит, магнетит.

По морфологическим признакам и степени минерализации сингенетические и эпигенетические руды подразделяются на 1) сингенетические густоблавленные сульфидные и 2) эпигенетические (плезито-прожилковые сульфидно-никелевые, образующие зоны: плезито-прожилковые, брекчиевидные). Вышеуказанные руды встречаются в центральном месторождении Озериан, Центральном, Рыбачьем, Иокко. Указанные проявления имеют типичную минерально-составу.

На месторождении «Озерном» [44] обнаружены: 1) зона сингенетических густоблавленных руд, прослеженная на глубину до 300 м; средняя содержание в них никеля 0,3%, кобальта 0,015%, меди 0,22%; 2) зона эпигенетических плезито-прожилковых, участками брекчиевидных руд, прослеженных с перерывами по простиранию на 2100 м; содержание никеля 0,33—0,6%, кобальта 0,04%, меди до 0,4%; 3) «жилные тела» брекчиевидных руд, для самых крупных тела средней мощностью 0,8 м прослежены по простиранию одно на 250 м, другое на 400 м; содержание никеля до 2%, меди до 0,5%; 4) габбро-пематиты с содержанием никеля 1,06%. Проводятся исследования залежи (Бабурин, 1964) составляют: никеля 35990 т, кобальта 2690 т, меди 12800 т.

На месторождении Центральном [69] выявлены: 1) пятиметровой мощности зона густоблавленных руд, прослеженная по простиранию на 1400 м; содержание никеля от 0,32 до 1,2%, кобальта 0,22%, меди 0,23%; 2) зона эпигенетических плезито-прожилковых, участками брекчиевидных руд, мощность зоны 1,5—6 м, длина по простиранию 600 м; содержание никеля от 0,4 до 2,9%, кобальта 0,057%, меди 0,29%; 3) жилы габбро-пематитов мощностью 1—4 м, прослеженные по простиранию на 400—600 м, содержат никеля до 0,97%,

кобальта до 0,055%, меди до 0,2%; 4) зона прожилкового оруденения с никелем (до 0,04%), кобальтом (до 0,023%) и медью (до 0,017%). Запасы участка составляют: никеля 91700 т, кобальта 5460 т, меди 37700 т.

На месторождении Рыбальск [64] установлены: 1) зона мощностью 20—100 м густопротравленных руд, прослеженная на 300 м; содержит никель (до 0,29%), кобальт (до 0,024%) и медь (до 0,2%); 2) зона эпипетлеических гнездо-прожилковых руд и жильные габбро-пегматиты, содержащие никель в количестве до 1,8%; запасы никеля 293000 т, кобальта 26480 т, меди 177300 т. Юго-западнее участка геофизическими исследованиями выявлены аномалии, перспективные для поисков никель-кобальтовых руд.

Месторождение Ново [66] приурочено к юго-западному эндоконтакту массива основных и ультраосновных пород. Из обнаруженных здесь зон наиболее интересны зоны с повышенной вкрапленностью сульфидов (зона из них мощностью 10—25 м прослеживается на 300 м), содержание никеля в которых колеблется от 0,11 до 0,22%, кобальта 0,01—0,02%, меди до 0,1%.

Гасан-Джикетское проявление никеля [86] приурочено к небольшому слабо дифференцированному массиву, обматоченному по левому приходу Гасан-Джикета. В массиве выделены: зона сингенетических вкрапленных руд протрапленностью 100 м; мощностью до 70 м и две зоны эпипетлеических вкрапленных руд мощностью до 1,5 м, не прослеженные по простиранию. По данным Ф. К. Чинакаева (1963), руды сульфидные, состоят из пирротина 90%, пентатагита 1%, халькопирита 5%, магнетита 1%. Никели в сингенетических рудах в среднем 0,132%, а в эпипетлеических 0,337%. Анультанское и Амындакарское проявления [81, 79] находятся по отношению к правому приходу Тын; связаны с ультраосновными и основными породами девым приходом Тын; связаны с ультраосновными и основными породами. Спектральные анализы штурфов проб, по данным Сарипкиной (1961), показали никель (до 1%), кобальт (до 0,1%) и медь (до 0,1%).

Ореолы рассеяния никеля с содержанием до 0,03% отмечаются в районе массива Довырэн, по р. Тулукуит и теноберезью Холодной [2, 29, 41, 72].

Мышььяк. Проявление сульфидных мышьяковых руд [65] известно на рудном берету Уюкта Тыяского. Оруденение связано с зоной эпипетлеического окварцевания и минерализации сланцев. Мощность зоны сульфидированных пород 20 м, прослеженная длина 100 м (Чабаденко, 1962). В ней встречаются пирит и меньше арсенопирит; сульфидов визуальную плотность до 30% от объема породы. Спектральными анализами обнаружено мышьяка 0,3%, сурьмы 0,03% и титанические доли процента свинца и меди; по химическому анализу мышьяка до 2,2%.

Ореолы мышьяка [31, 73] зафиксированы по рекам Оюкит и Холодная. Мышььяк в ореолах до 0,01%; коренными источникам его является арсениопирит, встречающийся в кварцевых жилах.

Аглюминиты. По рекам Анультан и Оркеккан отмечены проявления аглюминитовых руд [82, 83], представляющие скопления листена. По Анультану они приурочены к контактам кварцевых жил со сланцами харлугуйской свиты, а по Оркеккану — к кварцево-серпичитово-пратитовым сланцам этой свиты. Содержание листена визуальное составляет не более 10% породы, размер орудененных участков до 100×60 м.

Анультанское проявление аномалия ожайливается ореолом рассеяния листена (89), обнаруженного в шихлах. В типичных шихловых пробах листен выявляется по Холодной, Тве и их притокам.

Юго-западнее нашего района в аналогичных по составу кристаллических сланцах находится Гуджукитское месторождение аглюминитов, открытое Ф. К. Чинакаевым в 1939 г.

#### БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. Коренное проявление золота, генетически связанное с зонами сульфидированных пород, обнаружено на Оюкит-Абчадском водоразделе (см. раздел «Медь»). Некоторые бороздовые пробы содержат золото до 0,3 ст/т. Знаки золота встречаются в шихловых пробах из аглюминитов Абчады, Холодной, Тын и Уюкта.

Олово. Металлометрическим опробованием в бассейне Росоми выявлен ореол рассеяния олова [14] с содержанием 0,003%. Шихловым опробованием в аглюминитовых массивах каскитов. Ореолы олова, видимо, связаны с редкометалльными пегматитами (см. раздел «Бериллий»).

Молибден в виде молибдена [проявления 37, 58, 75] обнаружен в нескольких местах района. В долине правого притока среднего течения Абчады [37] найдена глыба кварца с редкими чешуйками молибдена. Содержание молибдена в штурфной пробе, по спектральному анализу, до 0,003%. По р. Уюкту Тыяскому [58] кварцевые жилы, рассеяющие динку плагриоглинта мощностью до 6 м, содержат пирит и молибденит. Визуально молибдена до 5%, а по спектральному анализу штурфов проб — до 0,03%. В верховьях Саркины [75] пегматиты содержат редкие чешуйки молибдена размером до 6 мм. По данным спектрального анализа штурфной пробы молибдена до 0,01%.

Ореолы рассеяния молибдена [3, 22, 38] выделены на водоразделе Абчады—Оюкит, в низовьях Левой Мыши и по Бод. Мыше. Молибдена в них от 0,003 до 0,01%. Коренными источниками молибдена являются кварцевые жилы и пегматиты с молибденитом.

Проявления и ореолы рассеяния молибдена не представляют промышленного интереса ввиду незначительного содержания.

Бериллий. Несколько групп бериллиевых рудопромыслов и отделимые его проявления приурочены к Абчадскому поясу редкометалльных пегматитов, распространение которых контролируется глубинным разломом. По данным И. К. Асламова (1960, 1961, 1962), пегматиты тяготеют к зонам прециноватости, имеющим в данном районе преобладающее северо-восточное простирание.

Согласно классификации, предложенной К. А. Власовым и А. А. Бейсом, пегматиты, распространённые в районе, могут быть подразделены на следующие типы:

1. Кварцево-полевцовитовые и кварцево-биотито-полевцовитовые, нередко слабо дифференцированные пегматиты с аносурфидею и пегматитной структурой (вторичных процессов нет, бериллиевая минерализация отсутствует).

2. Дифференцированные и блоковые кварцево-мусковито-микросилиновые пегматиты с внутренним зональным строением, часто замаскированными вторичными процессами. Характерен мелкокристаллический берилл (иногда шестичленный молибденит) желтого, зеленого и переходного между ними цвета. Часто берилл пронизан прожилками самарскит-эксенита.

3. Зашехенные кварцево-мусковито-альбитовые пегматиты с реликтами первичных структур. В забандгах к ним приурочены весьма интенсивная альбитизация пегматитовых тел, распространяется мелкокристаллический берилл, а в середине — более крупный. Берилл желто-зеленый, зеленый, иногда синий.

В пегматитах второго и третьего типов не менее пяти генераций берилла: первая возникает до вторичных процессов, вторая появляется при интенсивной альбитизации (альбит сахаровидный); третья образовывается в кварцево-мусковито-альбитизации (альбит сахаровидный); четвертая образуется позднейшим — вторым — этапом альбитизации (альбит пластинчатый); пятая возникает в связи с гидротермальной «обработкой» жил, сопровождающейся образованием прецинов.

Мелкокристаллический берилл второй генерации в пегматитовых телах распространяется равномерно. Хорошо выражены крупные кристаллы берилла третьей генерации образуют гнездобразные скопления. Берилл четвертой генерации слагает гнезда от крупный (до 25 см по длинной оси), плохо ориентированный, «конусовидного» габриуса. Мелкокристаллический, до волосовидного, берилл пятой генерации перекрывает около 80% пород.

Вопросы связи бериллиевых пегматитов с теми или иными интрузивными комплексами остаются нерешенными. Химический состав пегматитов



весьма близок составу аллювиальных гранитов иртышского комплекса, однако непосредственная связь с ними не установлена. Согласно мнению М. М. Мануйловой (Астапов, 1961), магришская штурзия, давшая эти перматиты, не вскрыта эрозией.

Выделяются следующие участки бериллиевого оруденения: Абыдский [13, 19, 20, 25, 26], Укучикта-Уокитский [47, 48, 50, 51, 52, 54, 59, 60] и Тулукуйтский [30].

Абыдский и Укучикта-Уокитский участки расположились одни на продолжении другого и характеризуются общностью геологического строения. На участках выделено более 80 жил с бериллом. Длина жил варьирует от 30 до 520 м, мощность 1—6 м (до 24 м в раздувах). Жилы разнообразной формы — линтообразные, линзо- и четковидные, с отчетливыми контактами с вмещающими породами. Гнейсы вблизи перматитов нередко осветлены, окварцованы и прерваны в кварцево-серпентиновые сланцы. Строение большинства жил невыдержанное зонально-асимметричное. Мехкоболовая (перматитовая) структура с залысками перматитовых тел сменяется соответственно аноморфической и алитовидной. Перматиты состоят из кварца, албит-олигодина, микроклина, мусковита, ополита, берилла, фелыкита, таптата-ниобата, орнита, граната, шеггита, касситерита, рутила, флюорита, апатита.

Минеральный состав отдельных жил комплексно варьирует. Химические анализы борозтовых проб показывают окиси бериллия 0,008—0,76%, окиси титана 0,003—0,008%, окиси никеля 0,01—0,03%, редкие земли 0,006—0,04%.

Некоторые исключением из описанных является бериллиевое рудопроявление Мечта [26] Абыдского участка. В амазонитовых перматитах этого рудопроявления обнаружено берилла до 70%, и весовое количество касситерита (до 50 г/т).

Участок Тулукуйт, согласно данным И. К. Астапова (1962), состоит из вестникитов и плейсита. Бериллиевое оруденение несут скарны и перматиты, последние не отличаются от описанных выше перматитов других участков. Скарпные образования часто сопровождаются контактами плейсов и известняков и представляют собой крупно- и среднезернистые зеленые и серо-зеленые породы. Они образуют пластобразные залежи с выветрелыми чешуйками контактами. Длина залежей варьирует в пределах 40—60—250 м, мощность 15—25 см. Скарны существенно скалолит-диопсидовые; в них наивысшая температура минералообразования: первый — скарновый (диопсид, скалолит и второй — кварцево-сульфидный. Во второй этап зонитит, тремонит, энлит, флюорит, флогопит, кальцит, плагиоклаз, кварц, фен. апатит, шенит, нирит, галенит, бериллиевые и титановые минералы. Бериллиеводержащий минерал точно не определен: одни исследователи принимают его за берилл или хризоберилл, другие — за фелыкит. Химическим анализом борозтовых проб обнаружено окиси бериллия 0,04%, пятиокиси ниобия 0,001%, трехокиси вольфрама 0,08%, окиси лития до 0,01%.

На северо-восточном и юго-западном продолжении Абыдского района, в бассейнах Росолы и Катакчана, обнаружены незначительные практические интересующие проявления бериллия: Береговое, Букта, Колечное [15, 16, 17, 18]. Они представляют единичными жилами перматита с углубом бериллиевой минерализацией — бериллом.

Ориентировочно подсчитанные запасы окиси бериллия всех участков составляют 9000 т (Астапов, 1962).

По данным И. К. Астапова (1962), перматиты и скарны представляют собой пропозитивные отложения магматического огага — растворы, обогащенные литием, бериллием и вольфрамом, проницаемые по Абыдскому району. В. А. Чабаненко (1962), считает скарны образующими, зонититовыми, в том числе также известняков и интрузивных в них гранитов плейстокалийной текстурой иртышского комплекса.

Неблагоприятное географическое расположение иртышского комплекса (удаленность и, по мнению И. К. Астапова (1962), ограниченные перспективы обуславливают нецелесообразность производства дальнейших поисково-разведочных работ на бериллии в этом районе.

Ниобий. Проявление ниобия [7] обнаружено на участке Борейца, в бассейне р. Неручанды, где с ним связаны шиховый ореол ферросонита [8] и металогеометрический ореол ниобия [5] с содержанием элемента 0,01—0,03%.

Участок Борейца сложен гнейсами чуйской свиты и небольшими телами прорывающихся ее гранитов, жилами перматитов, местами с амазонитом. Судя по некустарным пробылам, полученным из прогноточек, ферросонит является акцессорным минералом только лейкокристаллического и среднезернистых гранитов. Альбитизированные граниты отмечены орнит, торит и весовые количества шихона и флюорита. Спектральным анализом штурфных проб лейкокристаллических гранитов обнаружено ниобия до 0,03%, а халцедонитов — пятиокиси ниобия до 0,005%. Низкое содержание ниобия в пробах, взятых из гранитных тел малого размера, обуславливает незначительную практическую ценность последних.

Лейкокристаллические граниты послужили основным источником ферросонита, образующего непромысловую россыль [8]. В русловом аллювии ферросонита до 330 г/т (среднее 25 г/т), а в террасированных отложениях — аликит. Ориентировочно подсчитанные запасы ферросонита в россыли не превышают 21 т (Дудюхин, 1963). В ореолах рассеяния [9, 23, 76] ферросонита, выявленных шиховым опробованием, он содержится в значках. Отдельные ореолы рассеяния со значками содержащими ферросонита выделяются по левому притоку Уокита [23] и по р. Сырхан [76].

Вопрос о возрасте ниобиевых гранитов с ферросонитом отнесен не решен. Нами они условно считаются нижнепротерозойскими, принадлежали чуйско-кодарскому комплексу. Открытие ферросонитовых гранитов в Северном Прибайкалье является важным поисковым признаком при ведении геологических работ.

Редкие земли. В бассейне Минн находятся проявления и несколько ореолов редких земель.

Верхне-Мингайское проявление [24] расположено по среднему течению одноименной реки. Участок проявления складается интрузивными образованиями иртышского и урало-казахского комплексов, рассеянными кварцево-полевопоровыми жилами и перматитами с амазонитом. На речке земли ниобиевые интересны «амазонитовые» перматиты, они состоят из кварца, микроклина, биотита, апатита, граната и тантало-ниобата. Спектральным анализом штурфных проб обнаружены гадолиний до 0,03%, скандий до 0,03%, литий до 0,1% (в одной пробе), бериллий до 0,03%, олово до 0,01%. Малые размеры рудопроявления не вызывают к нему промышленного интереса.

В зоне Абыдского района металогеометрическим опробованием выявлены ореолы рассеяния тантала и гафния [4, 12, 27, 33, 46, 49]. Содержание первого (по спектральным анализам) до 0,03%, второго — до 0,01%. Коренными источниками этих элементов, по-видимому, являются редкометалльные перматиты.

Радииоактивные минералы. Против устья Уокита Миньского, по Большой Минне, обнаружены участки повышенной радиоактивности [6]. Район участка сложен гнейсами чуйской свиты и гранитами уральского комплекса. Указанные породы рассеяны нарушениями, в зоне которых гидрокарбонатно-магнезитовые проявления урановые, содержат орнит и флюорит и вызывают появление слабоактивных аномальных радионово-тороново-группы. Микрохимическими реакциями в микропробных орлита обнаружены уранофан. Кроме урана, спектральным анализом штурфных проб из мелких (2) гранитов установлены торий, иттрий, иттербий, тантан, и бериллий в тысячных долях процента каждого. Небольшое содержание последних компонентов ставит это проявление в разряд перенесенных.

### Неметаллические ископаемые

#### Силикатные

Асбест. Проявление асбеста [56] в верховьях Уокита Тийского связано с метафлуэвидами оюкитской свиты, прорезанными кварцевой жилой. Заполнитель шиховитовый актинолит-асбест находится в залысках жилы. В-4 Зак. 04172

лока его магние, длина их 12—20 см. Амфибол и хризотил-асбест также отмечены в виде тонких прожилков (1—2 мм) в Ново-Довыренском базальто-гипербазитовом массиве. Проявления практически не интересны.

Слюдяно-мусковит. Слюда обнаружена Ф. К. Чипакавым (1963) и нами на левобережье Гасан-Джикта [87] в пермитаговой жиле мамско-оронского комплекса, не протекшей до простирания. Мощность жилы пермитаго 5—7 м. Содержания мусковита до 5 кг/м<sup>3</sup>.

Тальк. Гасан-Джиктское проявление талька [74] приурочено к тектонической зоне, разлагающей макратитические породы основного состава довыренского комплекса и конгломераты холодноводной свиты. В этой зоне основные породы преобразованы в карбонатно-талыковые. Минерализация неравномерная, содержание талька не превышает 70%, наиболее обогащенная им погоса 7—10-метровой ширины простежена по простиранию на 50 м.

Абзядское проявление талька [28] находится в тремонтизированных известняках. В них карбонатно-талыковые породы образуют погосы 3—4-метровой ширины, протягивающиеся на расстоянии до 2 км. Содержание талька не больше 80%. Проявления талька практически невозможны, так как они малых размеров.

### СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Кислые и основные изверженные породы. Интрузивные и частично метаморфизованные породы могут быть использованы на кладку фундаментов.

Карбонатные породы. Известняки, распространены в долине Абзяды, верховьях Олжикта и в бассейне Тыл, могут быть пригодны для обжига на известь.

Обломочные породы. Песок и гравий в долинах крупных рек используется в дорожном строительстве.

\* \* \*

Заканчивая обзор полезных ископаемых района, отметим, что территория, охватываемая листом О-49-XXXII, представляет практический интерес по наличию месторождений никеля и редких металлов. Появление проявлений железа, бериллия, тантала, ниобия, полиметаллических руд и других полезных ископаемых является благоприятным признаком для постановки поисковых и ревизионно-опробовательских работ.

Особенности геологического развития отдельных частей района обусловлены закономерное размещение в нем полезных ископаемых. Выделяются два структурно-металлогенические зоны (Дедюхин, 1961, 1963; Арсентьев, 1962, 1964). Первая, Кунерма-Абзядская, зона (по Арсентьеву) ограничена Абзядскими и Северо-Миньским разломами и совпадает с Северо-Байкальским поясом скли и Северо-Миньским разломами и совпадает с Северо-Байкальским поясом редкометалловых пегматитов (Дворкин-Самарский, 1948). Она характеризуется проявлением редких металлов, рассеянных и редкоземельных элементов, полиметаллому, генетически связанных с гранитоидами чуйско-котларского и ирельского комплексов. По результатам спектральных анализов в гранитоидах присутствуют: Та, Nb, Be, Yb, Y, Sr, Ga, V, Ti, Zr, Pb, Sn, Rb, Jr.

Вторая, Довыренская сульфидно-никелевая зона, подразделяющаяся на Олжикскую и Нюрундукано-Чайскую подзоны, пространственно и генетически связана с массивами базальтов и гнейзобазальтов довыренского интрузивного комплекса, к которым приурочены медно-никелевые месторождения и проявления. В наиболее перспективных частях этих подзон проведены поисковые и разведочные работы с превалирующим подсчетом запасов руд. Промышленные запасы последних относительно малы и в настоящее время из-за слабой освоенности и отдаленности района не могут быть использованы.

В пределах Нюрундукано-Чайской подзоны в нашей районе не изучены сульфидная минерализация по левобережью Холодной, в которой возможно ожидать проявления титана, никеля и золота. Северо-восточнее территории, охватываемой листом О-49-XXXII, в данное время ведутся разведочные работы на Чайском, юго-западнее — на Нюрундуканском участках.

На остальной, сравнительно слабо изученной площади на наш взгляд, следует продолжить изучение наиболее перспективных ее участков.

1. В бассейне Неручанды обнаружена россыпь с промышленной концентрацией ферроспикта; коренными его источниками являются эйжиковаровые граниты и пегматиты чуйско-котларского интрузивного комплекса. Широко распространены здесь эти граниты, размываемых Большой Миней и Неручандой, протекающих в хорошо разрабатываемых долинах, позволяет предполагать наличие в них промышленных россыпей ферроспикта. В этом же районе известны проявления редких земель, радиоактивных минералов и ореолы расщепления их.

2. Весьма слабо изучены горизонты высокоглинозистых известнякообразующих сланцев: а) в отложившихся тектонической серии; б) в станциях харитунской свиты на юго-западной окраине Дедюхин, 1961).

3. Олжико-Олжиктское проявление (42) заслуживает внимания и подлежит проверке, так как может быть, является зоной окисления на сульфидных медно-никелевых рудах.

В связи с вышеизложенным представляется целесообразным провести следующие работы:

1. Коллизионную геологическую схему м-ба 1:50 000 с комплексом поисковых работ на площади листов О-49-123-Б и О-49-129-А с целью обнаружения россыпей ферроспикта.
2. Ревизионно-опробовательские работы: а) на сульфидные руды по территории Харитунской, ниже устья Гасан-Джикта; б) на глинозистые сланцы в подосе распространения известнякообразующих сланцев по правобережью Абзяды, ниже устья Тулуокитта, и в междуречье Тыл-Холодная.
3. На Олжико-Олжиктском проявлении железистые пробы скважины для вскрытия шурфами и опробовать породы под брекчиевидными гнейзитами-гиперитовыми рудами.

Наиболее интересными площадями для постановки детальных геологических работ м-ба 1:50 000 (следующей очереди), по-видимому, будут части зоны Северо-Миньского разлома, охватываемые листами О-49-123-А и О-49-123-В, и вдоль других разрывных нарушений, к ним могут быть приурочены проявления редких и рассеянных элементов, сульфидных руд.

### ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды района подразделяются на грунтовые (атмосферных и осадочных выветриваниях отложений), многолетнемерзлых пород, пластово-трещинные и трещинные.

Грунтовые воды атмосферных и осадочных выветриваниях отложений проявляются на поверхности в виде источников в долинах ряда рек. Источники известны по Большой Миней, Тевой Миней, Уокитту, Укучикте, Гасан-Джикту. Питание грунтовых вод осуществляется инфильтрацией поверхностных вод, атмосферных осадков и таянием многолетней мерзлоты на глубины до 3—5 м. Водосносным горизонтом служат аэрируемый валуново-галечный и галечный моренный материал. Водоупором для грунтовых вод являются небольшие прослойки глины, «горизонты многолетней мерзлоты» и коренные породы. Режим этих вод (небольшого дебита) зависит от климатических условий.

Воды многолетнемерзлотных пород широко распространены. Они подразделяются на надмерзлотные (воды деятельного слоя), межмерзлотные и подмерзлотные.

Надмерзлотные воды, циркулирующие в деятельном слое грунта, залегают на глубине 0,4—1 м на северных склонах и 1,5—2 м — на южных. В верховьях Сиркина и Катакчина надмерзлотные воды вскипают на поверхность в виде источников с дебитом до 2 л/сек. Температура вод колеблется от 3 до 7°С.

О наличии межмерзлотных и подмерзлотных вод можно судить лишь по косвенным данным: появлению налетов на реках зимой и низкой температуре

(4—5° С) некоторых источников (Дедашкин, 1963). Очевидно, эти воды находятся на значительной глубине и залегают под «горизонтом многолетней мерзлоты». По данным В. А. Чабаненко (1963), на водоразделах и крутых склонах мерзлота сохраняется до глубины 250 м.

Пластово-трещинные воды приурочены к осадочно-метаморфическим толщам и циркулируют преимущественно по межпластовым трещинам. Вероятно, следует ожидать значительное их скопление в ядрах синклинальных структур. Питание вод этого типа осуществляется за счет атмосферных осадков, таяния снегов и многолетней мерзлоты, а разгрузка — в виде инфильтрации и восходящих негидрированных, наблюдающихся у подножия склонов гуджонских долин. В ряде мест пластово-трещинные воды, по-видимому, разгружаются в зоны тектонических разрывов. В участках распространения карбонатных пород, судя по воронкам, пещерам и другим формам карста, весьма вероятно наличие трещинно-карстовых вод.

Трещинные воды — одни из них связаны с участками интенсивной трещиноватости в интрузивных и метаморфических породах (трещинно-грунтовые воды), а другие — с зонами тектонических разрывов (трещинно-жильные воды, по В. А. Чабаненко, 1963).

На поверхность трещинные воды выходят в виде источников. По левому борту долины Калакычана, в 10 км от его устья, крупные источники приурочены к тектонической зоне. Дебит их в течение суток изменяется от 1—2 до 4—6 д/сек. Ряд источников обнаружен в долинах Большой Мини, Амылдакара. Верхнего Минакана (правый приток Учкунты). Питаются трещинные воды инфильтрацией атмосферных осадков, поверхностных и грунтовых вод. По данным В. А. Чабаненко (1963), трещинно-жильные воды вскрыты скважинами 12, 29, 31, 35 и 36 в тектонической зоне. Глубина залегания вод в скважинах 12, 29, 31, 35 и 36 в тектонической зоне. Дебит вод составляет в скв. 29 11 д/сек, в скв. 31 1 д/сек и в скв. 36 230—235 м. Дебит вод составляет в скв. 29 11 д/сек, в скв. 31 1 д/сек и в скв. 36 495 д/час. Температура воды постоянная (плюс 2—3° С), содержание кислорода потенциала низкое, концентрация иона  $O_4$  в скв. 12 37 мг/л, в скв. 36 5 мг/л; мези 2 мг/л.

Судя по геологической обстановке источниками постоянно водоснабжения могут быть более или менее значительные скопления пластово-трещинных и трещинных вод, а также рыхлых отложений. Для соредоточения пластово-трещинных вод благоприятны синклинальные структуры в терридных отложениях холодининской свиты (левобережье р. Холдинин) и в карбонатно-терридных отложениях ондоковской свиты (междуречья Ондоко — Олокип, Ондоко — Уокит).

Известняки абадской свиты в долинах рек Абыады, Калакычана, по-видимому, содержат некоторые запасы трещинно-карстовых вод.

Зоны крупных разрывных нарушений (Абыдаский, Тыпский, Холдининский, Лето-Миньский и другие разломы), судя по данным буровых скважин, прорезанным до глубины 360 м, могут быть местами более или менее значительных запасов трещинных вод.

На междуречье Абыады — Мини зоны интенсивной трещиноватости метаморфических и заверженных пород распространяющейся до глубины 150 м, могут содержать небольшие запасы воды. Особенно благоприятными для их скопления являются участки склонов долин.

В рыхлых гуджонских отложениях, широко распространённых в долинах верховьев Тып, Уокита, Миньского, Миноканов, Сыркияна и др., возможно наличие сравнительно крупных запасов грунтовых и подмерзлотных вод.

## ЛИТЕРАТУРА

Оубдликванная

Великоставинский Д. А. Краткий очерк геологического строения северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья и сопоставление геологических данных с цифрами абсолютного возраста. Тр. IV сессии комиссии по опред. абсол. возр. геол. формал. АН СССР, М., 1957.

Гертинг Э. К., Шуклоков Ю. А., Кольцова Т. В., Матвеева И. И., Яковлева С. З. Определение возраста основных пород по К-Аr методу. ДАН ССР, Геология, 11, Изд. АН СССР, 1962.

Гурулев С. А. О возрасте четвертичного оледенения в Северном Прибайкалье. Тр. Вост.-Сиб. ин-та. Иркутск, 1960.

Гурулев С. А. Северно-Забайкальские оледенения. Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР, вып. 6, Улан-Удэ, 1961.

Гурулев С. А. К вопросу о возрасте разрывных структур Северного Прибайкалья. СО АН СССР. Тр. БИНИИ, вып. 12, серия геол. Улан-Удэ, 1963.

Дитмар В. Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу О-49 (Киренск). Госгеотехиздат, 1947.

Дворкин-Самарский В. А. Новая провинция неметаллов в Северо-Байкальском нагорье. Орг. ком. Бурят.-Монгол. совещ. по разв. промыв. снт. Вост.-Сибир. БГУ, Улан-Удэ, 1958.

Думитрашко Н. В. К вопросу об оледенении Байкальской горной области. Вопр. геогр., сб. 21, М., 1950.

Далонн Н. П. К вопросу о древнем оледенении Прибайкалья. Материалы по геол. Вост.-Сиб. АН СССР. Сиб. отд. Вост.-Сиб. Тр. Вост.-Сиб. НИ, серия геол., вып. 2, Иркутск, 1959.

Мануйлова М. М. Вулканические породы бассейна р. Бол. Мини и их метаморфизм (Северо-Байкальское нагорье). Тр. ДАН ССР, вып. 9, М.-Л., 1960.

Мануйлова М. М., Васильевский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. АН СССР, ДАН ССР, Изд. «Наука», 1964.

Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальской области. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, М., 1956.

Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой). Зап. и Вост. Прибайкалье). XXI сессия МГК. сов. геол. Пробл. 8, АН СССР, М., 1960.

Салон Д. И. Байкальская складчатая область. Геологическое строение СССР, т. III. Тектоника. Госгеотехиздат, 1958.

Салон Д. И. История геологического развития геосинклинальной системы Байкалин. Спратиграфия и корреляция докембрия. XXI сессия МГК. доклад. геол. Пробл. IX, АН СССР, 1960.

Салон Д. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области в свете новых данных. Сб. «Развитие промыв. снт. Вост. Сибиря, геол. строение» АН СССР, 1960.

Салон Д. И. Геологическая карта Байкальской горной области масштаба 1:500 000. Госгеотехиздат, 1958.

Тетяев М. М. Северо-Забайкальское Прибайкалье. Бассейн р. Тып. Тр. ГИ, нов. серия, вып. 108, М., 1915.

Фторенков Н. Д. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, вып. 19, серия геол. М.-Л., 1960.

Цыренов Д. Ц., Дубченко В. И. Местонахождение докембрийской фации в осадочно-метаморфических породах. Докл. АН СССР, т. 145, № 2, 1961.

Яценко М. Л., Варшавская Э. С., Мануйлова М. М. Абсолютный возраст ринитонидов абадской интрузии (Северное Прибайкалье) по данным Rb-Sr метода. ДАН ССР, «Геология», № 2, отд. отлнск. М., 1964.

Яценко А. А. Об оледенении Байкальской горной области. «Вопросы геогр.», сб. 21, М., 1950.

Фондовая

Арсентьев В. П., Батурина Е. Е. [и др.]. Металлогенетическая и прогнозная карта Бурятской АССР масштаба 1:500 000 (отчет о работах по темам № 39 за 1961—1963 гг. и № 117 за 1964 г.). Объяснительная записка.) БГУ, Улан-Удэ, 1964.

Артемьев Н. А., Цыпунков Ю. П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Байкальская, лист О-49-XXXI. Объяснительная записка. ИГУ, Иркутск, 1962.

Асланов И. К., Мануйлова М. М. Отчет о полноконечно-разведочных работах, проведенных партией № 2 в Северном Прибайкалье в 1959 г. Эксп. № 3, трест № 1, ст. Мальта, Иркутск, обл. ИГУ, Иркутск, 1960.

Асланов И. К. Отчет о полноконечно-разведочных и геологических работах, проведенных партией № 2 в Северном Прибайкалье за 1960 г. Эксп. № 3, трест № 1, ст. Мальта, Иркутск, обл. ИГУ, Иркутск, 1961.

Асланов И. К., Крайнюков П. А. Отчет о полноконечно-разведочных работах, проведенных партией № 1 в Северном Прибайкалье в 1961 г. Эксп. № 3, трест № 1, ст. Мальта, Иркутск, обл. ИГУ, Иркутск, 1962.

Бабурин Д. М., Калинин В. С., Дюнов Ф. П. Геологическое строение и металлогенность Ново-Довыренского базито-гипербазитового массива. (Промежуточный отчет о результатах полноконечно-разведочных работ Байкальской комплексной партии за 1961—1962 гг.) БГУ—СБЗ, Улан-Удэ, 1963.

Бабурин Д. М. Геологическое строение и металлогенность Довыренского базито-гипербазитового массива. (Окончательный отчет о результатах полноконечно-разведочных работ Байкальской комплексной партии за 1960—1963 гг.) БГУ—СБЗ, Улан-Удэ, 1964.

Балханов В. В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Байкальская, лист О-49-XXXII. БГУ, Улан-Удэ, 1964.

Блюмендвалт В. И., Шап. Т. А., Шугаев Л. М. Отчет о результатах работ Зейской аэромаршрутной партии № 23/59 за 1959 год. Контроль «Восхищенгеофизика», ИГУ, Иркутск, 1960.

Варзалагов Ю. М. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Байкальская, лист О-49-XXXI.

Газарян Г. О. Отчет Байкальской геофизической партии БГУ за 1960 г. БГУ, Улан-Удэ, 1961.

Домбровский В. В., Гусева А. К. Ангаро-Баргузинская горная страна. Отчет о работах Верхне-Ангарской партии 1939 г. ИГУ, Иркутск, 1941.

Дюнов Ф. П. В. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Прибайкальская, лист №-49-11. Объяснительная записка. БГУ, Улан-Удэ, 1961.

Дюнов Ф. П. [и др.] Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Иловирн и Гасан-Дякита. (Северо-Байкальское направление, лист О-49-XXXII). Отчет Северной партии по геологической съемке м-ба 1:200 000 за 1962 г. БГУ, Улан-Удэ, 1963.

Дюнов Ф. П. В. К стратиграфии докембрия Северного Прибайкалья (отчет Северной партии по результатам контрольно-уязвочных маршрутов, проведенных в 1963 г.). БГУ, Улан-Удэ, 1964.

Демин А. Н. Материалы к государственной геологической карте листа О-49-XXXI (отчет Чувшуйской партии за 1963 г.) ИГУ, Иркутск, 1964.

Дитмар В. Г. Геологические исследования в северо-западной части Северо-Байкальского нагорья в 1928—1929 гг. (бассейн рек Чап, Чуи, Мамы). Вост.-Сиб. отд. Геол. ком. ИГУ, Иркутск, 1930.

Дубченко В. П. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Байкальская, лист О-49-XXXIV. БГУ, Улан-Удэ, 1964.

Иваченко Н. М. Отчет о результатах полноконечно-разведочных работ Котельниковской партии в Северо-Байкальском районе Бурятской АССР, за 1958 г. БГУ, Улан-Удэ, 1959.

Кувальчик А. С. Основной отчет по геолого-географическим работам в 1939 г. в Северо-Байкальском районе ИГУ, Иркутск, 1941.

Кувальчик А. С., Меркинбаев М. Х., Бегулин Ю. С. Геологическое строение центральной части Байкальского нагорья. (Отчет по материалам работ 1949 г. 3-й Чап-Байкальской партии). ИГУ, Иркутск, 1955.

Лобанов М. В. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Прибайкальская, лист О-49-1. ИГУ, Иркутск, 1962.

Малышев А. А., Малышева Л. П. Отчет о полноконечно-разведочных работах в бассейне рек Холодной, Киверы, Тын и Чан в 1952 г. (Северо-Байкальская партия). ИГУ, Иркутск, 1953.

Мануйлова С. М., Воробьев В. Е., Остроухов В. В. Отчет Минской партии за 1956 г. Сибгеолцентр, Иркутск, 1957.

Маслов В. П., Арсеньев А. А. Геологическая карта района водораздела Байкал—Киргиза по рекам Тын, Гуджемент, Киверн, Окуйника. М-б 1:200 000 (два геологических разреза и геологический отчет). Байрамцирект и ГИН, 1936.

Никитин В. И., Егоров Ю. П., Эмакина В. П. Отчет о результатах работ Северо-Байкальской аэрогеофизической партии в 1960 г. Контроль «Восхищенгеофизика», ИГУ, Иркутск, 1961.

Окуйнев Л. Е. Отчет о результатах геолого-полноконечно-разведочных работ партии № 106 в центральной части Верхне-Ангарского хребта в 1957 г. ИГУ, Иркутск, 1958.

Ревякин Д. В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Байкальская, лист О-49-XXXI. ИГУ, Иркутск, 1963.

Рейф Ф. Г., Дюнов Ф. П. [и др.] Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части листа О-49-XXXII. (Отчет Северной партии по геологической съемке м-ба 1:200 000 за 1961 г.). БГУ, Улан-Удэ, 1962.

Риванов А. П., Вилкутов В. Е., Юровский В. П. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Тын, Нюрундукана и Холодной (отчет за 1958 г. по результатам работ Нюрундуканской ЦСП м-ба 1:50 000). БГУ, Улан-Удэ, 1959.

Риванов А. П., Вилкутов В. Е., Юровский В. П. Отчет о результатах работ Окуйниковской партии в верховьях рек Ловой, Минн и Катакчана за 1959 г. БГУ, Улан-Удэ, 1960.

Серов Д. П. Геологическое строение центральной части Байкальского нагорья. (Отчет по работам Чап-Чувшуйской геолого-географической партии за 1943 г.). БГУ, Иркутск, 1944.

Серов Д. П., Самарский В. А. Отчет о результатах геологической съемки района верхнего течения рек Кутина и Чан (Северо-Байкальское направление) за 1949 г. ИГУ, Иркутск, 1950.

Скринкина В. В., Дидярухин Н. С. [и др.] Геологическое строение юго-западной части листа О-49-XXXII. (Отчет Северной геолого-географической партии за 1960 г.). БГУ—СБЗ, Улан-Удэ, 1961.

Сусленников В. В., Белоглазова О. С. Отчет Забайкальской аэромаршрутной партии за 1957 г. Западный геофизический трест при СМ РСФСР, ИГУ, Улан-Удэ, 1958.

Таевский В. М., Таевская З. К. [и др.] Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Объяснительная записка к листу О-49-XXXIII. ИГУ, Иркутск, 1960.

Файзуллин Н. М., Кирпичникова Н. С. Геологический отчет о результатах работ Северо-Байкальской партии за 1958 г. МПОН СССР, трест № 1, Ангаро-Саянской экспедиции, 1959.

Цыпунков Ю. П. [и др.] Отчет Большие-Минской партии за 1963 г. ИГУ, Иркутск, 1964.

Чаганенко В. А., Вилкутов В. Е. [и др.] Геологическое строение и полезные ископаемые района Ново-Довыренского интрузивного массива. Отчет Ондокской партии за 1960 г. Листы О-49-136-А и О-49-136-Б. БГУ—СБЗ, пос. Нижнеингирек, 1961.

Чаганенко В. А., Вилкутов В. Е. Геологическое строение и полезные ископаемые листов О-49-136-А, О-49-136-Б и южной части листа О-49-124-Г. Отчет Ондокской партии за 1961 г. БГУ—СБЗ, пос. Нижнеингирек, 1962.

Чаганенко В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые верховья рек Олокиг, Аггада, Ондого в пределах листа О-49-124-Г. (Отчет Ондокской партии за 1962 г.). БГУ—СБЗ, Улан-Удэ, 1963.

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ  
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ пп	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовой № или место издания
1	Астапов И. К., Мануйлова М. М. и др.	Отчет о полевом-разведочных работах, проведенных партией № 2 в Северном Прибайкалье в 1959 г. Экспедиция № 3 треста № 1 МПГОН СССР	1960	Фонды Бурятского геологического управления, № 01953
2	Астапов И. К. и др.	Отчет о полевом-разведочных и геологических работах, проведенных партией № 2 в Северном Прибайкалье в 1960 г. Экспедиция № 3 треста № 1 МПГОН СССР	1961	Фонды БГУ, № 02173
3	Астапов И. К., Крайнюков П. А. и др.	Отчет о полевом-разведочных работах, проведенных партией № 1 в Северном Прибайкалье в 1961 г. Экспедиция № 3 треста № 1 МПГОН СССР	1962	Фонды БГУ, № 002464
4	Вабурин Л. М., Калинин В. С., Десов Ф. П.	Геологическое строение и металлогенность Поко-Довыренского базальто-гиперфазитового массива. (Промежуточные отчеты о результатах полевых-разведочных работ Байкальской комплексной партии за 1961—1962 гг.)	1962	Фонды БГУ, № 0725
5	Вабурин Л. М.	Геологическое строение и металлогенность Довыренского базальто-гиперфазитового массива. (Окончательный отчет о результатах полевых-разведочных работ Байкальской комплексной партии за 1960—1963 гг.)	1964	Фонды БГУ, № 02921

Чинакаев Ф. К., Панов И. И., Гургулев С. А. Отчет о результатах геолого-поисковых работ Тылской партии за 1957—1958 гг. БГУ—СБЭ, 1959.

Чинакаев Ф. К. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Тын и Ондоко. Отчет о геологических результатах работ Довыренской партии за 1959 г. БГУ—СБЭ, Улан-Удэ, 1960.

Чинакаев Ф. К. Геологическое строение и перспективы Нюрундуканского, Гасан-Дякинского и Ярининского массивов основных и ультраосновных пород на никель. (Промежуточный отчет по Евдокименской партии за 1962 г.). БГУ—СБЭ, Улан-Удэ, 1963.

## Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондový № или место издания
6	Делюхин П. Б., Рейф Ф. Г. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Игловирин и Гасан-Джикта. (Северо-Байкальское нагорье, лист О-49-XXXII). (Отчет Северной партии по геологической съемке М-6а 1 : 200 000 за 1962 г.)	1963	Фонды БГУ, № 0736
7	Кутыничский А. С., Меркинбаев М. Х., Бегүтин Ю. С.	Геологическое строение центральной части Северо-Байкальского нагорья. (Отчет по материалам работ 1949 г. 3-ей Чая-Байкальской партии)	1955	Фонды БГУ, № 0571
8	Матышев А. А., Матышева Л. Н.	Отчет о полевых съемочных работах в бассейне рек Холодной, Кисееры, Тын и Чан в 1952 г. Северо-Байкальская партия	1953	Фонды БГУ, № 0463
9	Рейф Ф. Г., Делюхин П. Б.	Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части листа О-49-XXXII. (Отчет Северной партии по геологической съемке М-6а 1 : 200 000 за 1961 г.)	1962	Фонды БГУ, № 0658
10	Саринкина В. В., Андрюхин Н. С., Рейф Ф. Г., Рейф Л. И.	Геологическое строение юго-западной части листа О-49-XXXII. (Отчет Северной геологосъемочной партии за 1960 год)	1961	Фонды БГУ, № 0593
11	Чабаненко В. А., Викүтов В. Е. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые Июко-Довыренского интрузивного массива. Отчет Ондокской партии за 1960 год, листы: О-49-136-А, О-49-136-Б	1961	Фонды БГУ, № 0582

## Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондový № или место издания
12	Чабаненко В. А., Викүтов В. Е.	Геологическое строение и полезные ископаемые листов: О-49-136-А, О-49-136-Б и южной части листа О-49-124-Г. Отчет Ондокской партии за 1961 г.	1962	Фонды БГУ, № 0663
13	Чабаненко В. А.	Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Ото-кит, Абчалы, Ондок в пределах листа О-49-124-Г (отчет Ондокской партии за 1962 г.)	1963	Фонды БГУ, № 0735

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

№ по карте	Иные классы на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—ручное)	№ использования материала по списку
------------	----------------------	--	------------------------	--	-------------------------------------

Металлические ископаемые. Цветные металлы

*Медно-никелевые*

66	III-3	Июко	Не эксплуатируется	К	4, 5
44	II-4	Озерное	То же	К	4, 5
64	III-3	Рыбачье	" "	К	4, 5
69	III-4	Центральное	" "	К	4, 5

**Редкие металлы**

8	1-2	Неручадинское	Не эксплуатируется	Р	6
---	-----	---------------	--------------------	---	---

**Неметаллические ископаемые**

*Силикатные*

87	IV-4	Слюда-мусковит Гасан-Дякитское	Не эксплуатируется	К	6
----	------	--------------------------------	--------------------	---	---

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

№ по карте	Иные классы на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материала по списку
------------	----------------------	---	---------------------------	-------------------------------------

Металлические полезные ископаемые

*Черные металлы*

40	II-4	Магнетитовые и гематитовые руды Оюкитское	Железные кварциты с гематит-магнетитовыми рудами. Содержат железа за 39,5%, марганца 0,66%, титана 0,94% (штучная проба)	13
67	III-3	Право-Тыское	Вкрапленность магнетита в микропоритах. Визуально магнетита и гематита до 10% породы	9
34	II-1	Чапмодьякское	Тинзювальные тела железистых кварцитов в станичной толще. Железа до 40% (штучная проба)	13
77	IV-1	Гематитовые руды Иговирское	Вкрапленность гематита в гранитах. По химическому анализу железа 10%, титана 1%, ванадия 1%, ванадия 0,01%	5
78	IV-2	Катакачанское	Глыбы с гематитом в аэлювильн притока Катанканы	6
42	II-4	Оюко-Оюкитское	Зона выветрелых лимонитизированных пород с включениями гематит-лимонитовых руд. По спектральному анализу штучных проб железа 60%, марганца до 10%; по химическому анализу железа до 54%	5, 4, 12

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования зованого материала по списку
68	III-4	Димонитовые руды	Димонитовый цемент в четвертичных конгломератах	11, 12
55	III-3	Ондокское	По химическому анализу штуфных проб железа до 60%, марганца до 10%	12, 12
70	III-4	Тыйское	Губчатый лимонит, дементрирующий четвертичные отложения. По химическому анализу штуфных проб железа 60%, марганца 1%	11, 12
85	IV-4	Титаномарнетитовые руды	Гнезда титаномарнетита в таборе. По спектральному анализу титана 1%	5
84	IV-3	Холоднинское	По минералогическому анализу титаномарнетита 7% и по спектральному титана 3% и меди 0,03%	6
<i>Циствые металлы</i>				
21	I-4	Водораздельное	Ореол рассеяния похланных металлометрического опробования, меди от 0,01 до 0,1%	13
39	II-4	Аблато-Озюкитское	Зоны сульфидизации мощностью до 60 м, в среднем 6—8 м. По спектральному анализу штуфных проб меди 0,03%, цинка 0,01%, марганца 0,02%	13

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования зованого материала по списку
36	II-4	Озюкитское	Аналогично вышеописанному	13
35	II-4	Чанмодякское	Сульфидизированная зона мощностью до 25 м	13
32	II-4	Тучуокитское	Штуфная проба: меди 0,3%, цинка 0,01%, кадмия до 1%	13
57	III-3	Ондокское	Кварцевые жилы в карбонатных породах с сульфидами; мощность жил от 10 см до 25 м; по спектральному анализу течебно-штуфных проб меди 3%, цинка до 0,01%, никеля 0,01%	11
45	III-2	Верховское	Ореол рассеяния свинца по данным металлометрического опробования, свинца 0,03—0,3%	9
11	I-3	Верховья р. Неручанды	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, свинца 0,03%	3, 7
1	I-1	Должюкитское	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, свинца 0,003—0,01%	9
10	I-3	Неручандинское	То же, свинца 0,003—0,01%	9, 6
61	III-3	Далыне	Полнметаллические	11, 13
		Далыне	Сульфидизированная зона на контакте гранитов и сланцев. По спектральному анализу борозловых проб: цинка 0,1%, свинца 0,1%, меди 0,01%	11, 13



№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ полезного материяла по списку
62	III-3	Кудункитское	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования: никка 0,01%, свинца 0,001%, меди 0,001%	11, 13
43	II-4	Моренное	В песчанках яркранденность сфалерита и галенита. По химическому анализу точечно-штучных проб, никка 0,06%, свинца 0,09%, меди 0,01%	
53	III-3	Ондокское	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, свинца и никка сотые и тысячные доли процента	11, 12
63	III-3	Рыбачье	Прожитки сфалерита в известняках. По химическим анализам борозловых проб: цинка до 8%, свинца до 0,27%, меди до 0,01%	5, 11, 13
71	III-4	Холоднинское	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, никка до 0,01%, свинца 0,001%, меди 0,001%	12
81	IV-2	Медно-никелевые Алутыганское	По спектральным анализам штучных проб ультраосновные породы содержат: никеля 0,3—1%, кобальта 0,03—0,1%, меди до 0,1%	10
79	IV-2	Амьндакарское	Габбро-диабазы по данным спектрального анализа в штучных пробах содержат никеля 0,1%, кобальта 0,01%	10
86	IV-4	Гасан-Дякитское	Основные породы по химическим анализам штучных проб содержат никель (0,1—0,3%)	6

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ полезного материяла по списку
41	II-4	Июко-Довыренское	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, никеля до 0,1%, кобальта до 0,03%, меди — 0,01%	11
2	I-1	Ледо-Миньское	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, никеля до 0,03%	9
29	II-4	Тулукитское	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, никеля до 0,03%, кобальта 0,01%	13
72	III-4	Холоднинское Мышьяк	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, никеля до 0,03%	12
31	II-4	Ледые пригожи Оюки-та	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, мышьяка 0,01%	13
73	III-4	Ледобережье Холодной	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, мышьяка 0,01%	13
65	III-3	Скалистое	Кварцевые жилы с пиритом и арсенопиритом. По спектральному анализу штучных проб мышьяка до 2%, сурьмы до 0,03%	13
80	IV-2	Алутыганское Алдо мниппи	Ореол рассеяния днестра по данным пепловато опробования	10

Продолжение прилож. 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявлений и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ зонного материала по списку
82	IV-2	Верховье Агультана	Кристаллы дистена длиной до 1,5 см встречаются в дежювидальных обломках кварцевой жилы	10
83	IV-3	Орелканское	Дистен в сланцах, до 10% от массы породы	6
<i>Редкие металлы</i>				
14	I-4	Росомское О. Г о в о М о л н б д е н	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, олова 0,003%	6
38	II-4	Абчало-Олоктский водораздел	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, молибдена 0,001%	13
58	III-3	Верховье Уюкта (Тынского)	Датки платиноидов с молибденитом. По спектральному анализу проб, молибдена 0,03%	12
75	IV-1	Верховье Сыркина	Перматовая жила с крупными (до 6 см) табличками молибденита. По спектральному анализу штучных проб, молибдена 0,01%	6, 10
22	II-1	Деве-Мишское	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, молибдена 0,003—0,001%	9
3	I-2	Мишское	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования, молибдена 0,003—0,01%	9

Продолжение прилож. 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявлений и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ зонного материала по списку
37	II-4	Ташежное	Глыбы кварца с редкими чешуйками молибденита. По спектральному анализу штучных проб молибдена 0,003%, мышьяка 0,01%	1, 13
16	I-4	Береговое Б е р и л л и й	Берилл в перматите. По химическим анализам бороздовых проб, окиси бериллия до 0,03%	1
50	III-2	Бологистое	Бериллоносные жилы. 11 жил мощностью 2,5—3 м, протяженностью 50—100 м. Содержание окиси бериллия 0,04%, платиноидов тантала 0,003%, платиноидов ниобия 0,06%, редких земель (их сумма) 0,1%. Запасы окиси бериллия 200 т	1
17	I-4	Буктинское I	Перматовая жила с бериллом. По химическому анализу штучных проб, бериллия 0,008%, ниобия 0,004%	2, 3
15	I-4	Буктинское II	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования; содержание бериллия 0,101%	3
18	I-4	Коченное	В разностях перматовой жилы отмечен берилл; по данным химического анализа штучных проб окиси бериллия до 0,06%	1
60	III-3	Маленькое	Десять перматовых жил с бериллом. Мощность жил 1,5—3,5 м, длина 100—1200 м. В них содержится бериллий (0,003—0,03%), ниобий (до 0,06%), иттрий (до 0,06%). Ориентировочно запасы бериллия 120 т	1, 2

Продолжение прилож. 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования матернала по списку
47	III-2	Новое	Две перматитовые жилы мощностью 1,5 м, длиной 10—215 м. Содержание окиси бериллия составляет 0,065%, патнокиси тантала 0,003%, патнокиси ниобия 0,009%, редких земель (их сумма) 0,05%. Ориентировочно запасы окиси бериллия составляют 62 т	1
59	III-3	Озерное	Перматитовые бериллоносные жилы мощностью до 5 м, длиной 150—250 м. По спектральному анализу проб бериллия 0,003—0,01%, ниобия до 0,003%	1, 2
25	II-3	Гольцовое II	Перматиты с бериллом. Пять жил мощностью 0,4—1 м, длиной 80—240 м. По химическим анализам окиси бериллия (0,09%), патнокиси тантала (0,003%), патнокиси ниобия (0,003%)	1, 2
13	I-3	Гольцовое III	11 бериллоносных перматитовых жил мощностью 2—3 м, длиной 90—520 м; содержат бериллия 0,04—0,4%, патнокиси тантала 0,003—0,008%, патнокиси ниобия 0,008%, редких земель (их сумму) 0,04%. Запасы бериллия достигают 2186 т	1
20	I-4	Гольцовое IV	Пять перматитовых жил с бериллом. Мощность жил 3,5 м, длина 30—310 м. Содержание окиси бериллия 0,009—0,76%, патнокиси ниобия 0,008—0,004% и патнокиси тантала 0,006—0,013%. Запасы окиси бериллия составляют 214 т	1

Продолжение прилож. 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования матернала по списку
19	I-4	Гольцовое V	Четыре перматитовых жилы с бериллом. Мощность жил 0,8—3,5 м, протяженность 100—310 м. Содержание окиси бериллия 0,127%, патнокиси тантала 0,008%, патнокиси ниобия 0,004%, редких земель (их сумма) 0,04%. Запасы окиси бериллия составляют 167 т	2
26	II-3	Мечта	Перматитовая жила мощностью 1,2 м, длиной 350 м. Содержание окиси бериллия 0,43%, патнокиси тантала 0,01%, патнокиси ниобия 0—23%, двуюкиси олова 0,082%. Подсчитанные по участку запасы составляют: окиси бериллия 487 т, патнокиси тантала 11 т, патнокиси ниобия 317 т, двуюкиси олова 89 т	3
32	III-2	Сыркин	Перматитовые жилы. Содержание окиси бериллия достигает 0,8 м. Подсчитанные запасы составляют 1488 т	1
48	III-2	Скаринское	Пять перматитовых бериллоносных жил мощностью 1,5—1,7 м, длиной до 350 м. Содержание окиси бериллия 0,008—0,40%, запасы 250 т	1
30	II-4	Тулукитское	Перматиты и скарны. Содержание окиси бериллия достигает 0,64%. Запасы окиси бериллия составляют 324 т	3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материала по списку
54	III-3	Уюкитское	Три зоны с бериллоносными пермитами; мощность жил 2—2,5 м, длина 200—300 м. По данным химического анализа бороздковых пробы содержание окисн берилля 0,008—0,4%	1
51	III-2	Хорошее	Бериллоносная пермитовая жила мощностью 1—7 м. Содержат окисн берилля 0,01%. Запасы окисн берилля составляют 311 т	1
5	I-2	Тантал и ниобий Неручандинское	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования 0,01—0,03%	9, 6
7	I-2	Борейша	Лейкократовые граниты с редкими мелкими кристаллами ферроспирита. По спектральным и химическим анализам штучных проб в гранитах содержится ниобий (0,005—0,01%), иттрий и иттербий (в тысячных долях %)	9, 6
9	I-3	Правый приток р. Неручанды	Ореол рассеяния ферроспирита (знаковые содержания) по данным штихового опробования	9, 6
76	IV-1	Сыркинское	То же	10, 9
23	II-2	Уюкитское	Ореол рассеяния ферроспирита (знаковые содержания) выделен штиховым опробованием по левым притокам Уюкита Миньского	10

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материала по списку
24	II-2	Редкие земли Верхне-Миньканское	Амазонитовые пермиты. По спектральным анализам штучных проб: берилля до 0,3%, гадолиния 0,03%, олова 0,01%, галлия 0,001%, ниобий 0,01%	9
6	I-2	Усть-Уюкитское	Гидротермально измененные радиоактивные породы содержат ортит. Микрохимическими реакциями в ортите обнаружен уранофан	9
27	II-3	Абчадское	Металлометрический ореол; лантана до 0,03%	2
4	I-2	Больше-Миньское	То же; лантана до 0,03%	9
12	I-3	Неручанда	То же; галлия до 0,01%	6
46	III-2	Правый приток	То же; лантана до 0,03%	10
49	III-2	Укучикта	То же; галлия до 0,01%	9, 10
33	II-4	Тулукукитское	То же; галлия до 0,01%	12

## Неметаллические полезные ископаемые. Силикатные

Асбест			
56	III-3 Верхове р. Уюкита	В зальбандах кварцевой жилы (рассекаются андезиты) актиноцит — асбест. Длина волокон 15—20 см	11

Продолжение прилож. 3

№ по клетке на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ источника зованого материала по списку
28	II-3	Т а л ь к Левый берег р. Абынды	В известняках 3—4-метровые полосы тальково-карбонатных пород. Содержание талька до 80%	5
74	III-4	Правобережье	Основные породы преобразованные в тальково-карбонатные. Соержание талька до 70%. Ширина зоны 7—10 м. Длина 50 м	5