

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
БУРЯТСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ЦЕНТРАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА СССР

Масштаба 1:200000

Серия Бодайбинская

Лист О-49-XXXVI

Объяснительная записка

Составил П. Ф. Зайцев
Редактор В. А. Сорокин

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
10 апреля 1975 г., протокол № 11

МОСКВА 1979

ВВЕДЕНИЕ

По административному положению большая часть территории листа О-49-XXXXVI относится к Северо-Байкальскому району Бурятской АССР и лишь незначительная часть — к Бодайбинскому району Иркутской области РСФСР. Площадь листа ограничена координатами $56^{\circ}00'—56^{\circ}40'$ с. ш. и $113^{\circ}00'—114^{\circ}00'$ в. д. от Гринвича (Северо-Восточное Прибайкалье).

Главными орографическими единицами района являются хребты Верхне-Ангарский, Делгон-Уранский, Северо-Муйский, Муяканский, Южно-Муйский, которые вытянуты в северо-восточном направлении и разделены долинами крупных рек Чуро, Верхн. Ангары, Муякана и Муи. Хребты и их отроги сильно расчленены и представляют собой горные сооружения альпийского типа облика. Они состоят из узких пилообразных гребней с крутыми, местами отвесными склонами, осложненными глыбокими эрозийными ущельями, каньонами и трогами. Абсолютные отметки высот в хр. Северо-Муйском достигают 2542 м, а в хребтах Верхне-Ангарском, Делгон-Уранском и Муяканском соответственно 2036, 2287 и 2349 м. Относительные превышения колеблются от 500—800 до 1000—1700 м.

Крупные отрицательные формы рельефа, кроме речных долин, представлены межгорными впадинами. Наиболее крупная из них — Муяканская впадина (300 км²) отделяет одноименный хребет от Северо-Муйского. Ковоктинская впадина (50 км²) расположена в Северо-Муйском хребте, а Муйская (25 км²) — разделяет Муяканский и Южно-Муйский хребты. Все впадины вытянуты в северо-восточном направлении и имеют довольно ровные заболоченные или слегка всхолмленные, покрытые лесом поверхности с большим количеством мелких озер.

Гидрографическая сеть района принадлежит бассейнам оз. Байкала и р. Витима. К первому — относится р. Верхн. Ангара с крупными притоками Чуро, Ангаракан, ко второму — Муякан, Муя и Амгунда. Все реки имеют быстрое течение и изобилуют перекатами. Переправы через них возможны только в отдельных местах и в малую воду. Слив на плотках и резиновых плотках возможен лишь по р. Муе и по рекам Верх. Ангаре и Муякану вблизи рамок листа. Крупные реки покрываются

льдом в середине октября и освобождаются от него в середине мая.

Климат района резко континентальный. Среднегодовое количество осадков в горах 800—1000, а в долинах рек 400—500 мм. В горной зоне снег сохраняется до конца июня, а новый выпадает в начале сентября. В летнее время могут быть заморозки. Минимальная температура минус 50°, максимальная плюс 35°. Среднегодовая температура составляет минус 6°, в связи с чем в районе широко развита многолетняя мерзлота. Растительный покров подчинен вертикальной зональности. По долинам рек развиты лиственница, сосна, тополь, береза, осина, рябина, ольха, багульник, а на более высоких участках размещаются кедр, ель, пихта. В горной зоне растут кедровый стланик, карликовые ива и береза, а также мхи, лишайники и бадан. К поймам и террасам крупных рек приурочена луговая растительность. Животный мир района представлен всеми видами сибирской таежной фауны.

Населенные пункты и дороги на территории отсутствуют. Ближайший поселок Уоян расположен в 180 км от западной рамки листа. По долинам Чура, Верхн. Ангары, Ангаракана, Муякана, Амнунды и Муи имеются тропы, которые пригодны только для выючного транспорта.

Большая часть территории имеет сложное и очень сложное геологическое строение, меньшая часть (выпадины) — простое. Высокогорная часть хребтов отличается хорошей обнаженностью, низкогорная — удовлетворительной. Обнаженность во видах плохая и очень плохая.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые сведения о геологии района были получены еще в дореволюционное время и принадлежат А. К. Мейстеру [10], который прошел маршрут по долинам рек Верхн. Ангары и Чура. Он отметил ксенолиты кристаллических известняков и сланцев среди гранитоидов и дал ориентировочную оценку зоологической фауны.

После длительного перерыва геологическое изучение территории возобновилось в 1947 г. К. П. Калинин [23], который провел ее бассейне Муи геологическую съемку м-ба 1 : 1 000 000. Здесь ею были закартированы гранитоиды позднего протерозоя с ксенолитами метаморфических пород.

В 1957 г. сотрудники ВСЕГЕИ Е. А. Шагек и Н. Л. Колпинская [35] провели маршрутные исследования в бассейнах рек Чура и Верхн. Ангары, у западной рамки листа, и на междуручье Ангаракана и Ковокты. Метаморфические породы, развитые на левобережье Ангаракана, ими были описаны в составе вулканогенной толщи нижнего протерозоя, залегающей в виде ксенолитов среди гранитоидов позднего протерозоя.

В 1957—1958 гг. В. В. Суслеников, О. В. Белоглазова и другие [33] провели в районе аэромангнитную съемку в м-бе 1 : 200 000. По ее данным район характеризуется спокойными пологими и орипательными полями с плавными кривыми ΔT . При этом преобладают пологие и напряженные магнитного поля, а орипательные зафиксированы над юго-восточной частью площади листа, от верховьев Муякана до бассейна Амнунды.

В 1965 г. вышла в свет работа В. А. Албагачевой [1] по условиям формирования источников горячих вод северного Забайкалья, куда входит и рассматриваемый район. В ней кратко описаны источники горячих вод, расположенные на левобережье Муякана и Верх. Ангары.

П. А. Попов [29] провел в районе правиметровую съемку в м-бе 1 : 1 000 000, согласно результатам которой площадь листа О-49-XXXXVI расположена в пределах северо-восточной части Баргузинского минимума силы тяжести, обусловленного гранитоидами и прогибом земной коры (рис. 1).

В 1969 г. А. Л. Шпилыков, Ю. Г. Горбунов и другие [36, 37] провели аэрогеофизические работы, в результате которых составлены карты графиков ΔT , гамма-поля в м-бе 1 : 50 000 и карта магнитного поля в м-бе 1 : 200 000. Выявленная ими на левобережье Чура магнитная аномалия (до 3400 гамм) обусловлена габброидами бирьянского комплекса кембрия (рис. 2).

В течение ряда лет (1907, 1908, 1914, 1932 и 1936 гг.) в районе севернее оконечности Байкала, куда входит и рассматриваемая площадь листа О-49-XXXXVI, различными организациями проводились рекогносцировочные барометрические исследования с целью выбора трассы для Байкало-Амурской железной дорожной магистральной (БАМ). Этот вопрос, возникший еще в 1887 г. в связи с изысканием существующей ныне транссибирской железной дороги, был в основном решен в 1938 г. Инженерно-геологические изыскания вдоль проектируемой железной дороги в 1939—1942 гг. велись Бампроектом ГУЖДС НКВД, а в 1948 г. Желдорпротком. При выполнении инженерно-геологических изысканий параллельно осуществлялась и оценка обеспеченности района трассы (Лена-Нижнеангарск-Тында-Ургал-Комсомольск-на-Амуре) строительными материалами.

В 1969 г. Д. Е. Плотникова [28] по заданию Главтранспроекта Министерства транспортного строительства и Главстройпрома обобщает результаты инженерно-геологических, а также геологосъемочных и разведочных работ, проведенных на расстоянии до 50 км от трассы проектируемой железной дороги. В результате обобщения был сделан вывод о том, что район этой трассы в настоящее время не обеспечен запасами строительных материалов, но весьма перспективен на выявление их месторождений с крупными запасами.

Площадь листа О-49-XXXXVI заснята геологической съемкой в М-бе 1 : 200 000 в течение четырех сезонов Верхне-Ангарской геологосъемочной партией Бурятского геологического управления под руководством В. А. Сорочкина (1969 г.).

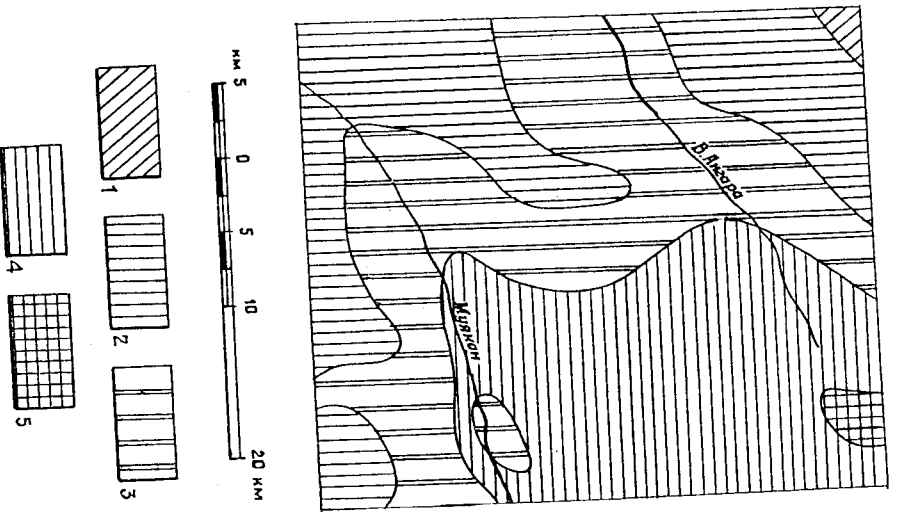


Рис. 1. Карта изонаомал силы тяжести

(Составлена по материалам П. А. Попова редукция Буге $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$)
 Ориентальные значения изонаомал силы тяжести (в мгл): 1 — выше 155;
 2 — 155—165; 3 — 165—175; 4 — 175—185; 5 — ниже 185

Д. Е. Иванова (1970 г.) и И. С. Картошкина (1971—1972 гг.).
 Полевые работы проведены на качественной топографической основе М-ба 1 : 100 000, составленной в системе координат 1942 г. по материалам стереотопографической съемки 1950 г. Топооснова выполнена в соответствии с требованиями «Наставления по производству топографических съемок в неистедованных и

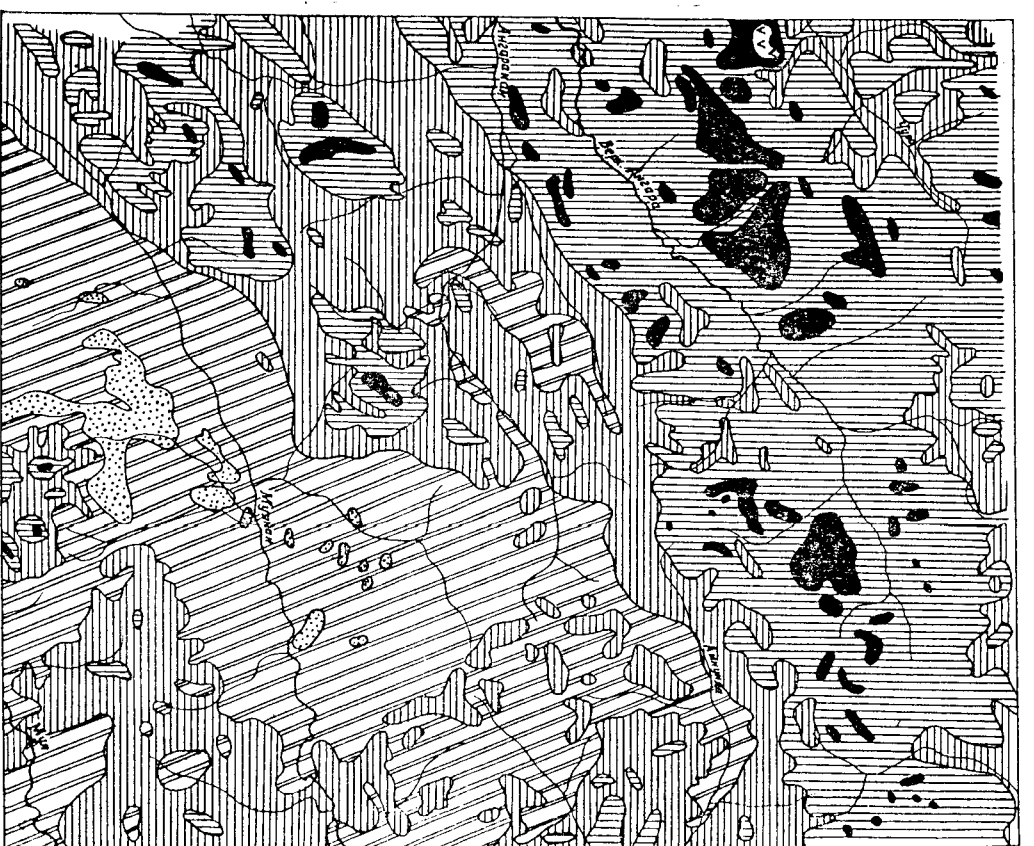


Рис. 2. Карта магнитного поля

(Составлена по материалам А. Д. Шпилькова)
 Положительные значения ΔT (в гаммах): 1 — 0—200; 2 — 200—400; 3 — 400—600; 4 — выше 600; отрицательные значения ΔT (в гаммах): 5 — 0—200; 6 — ниже 200

малонаследованных районах СССР» и издана Военно-Топографическим Управлением Генштаба Советской Армии в 1952 г.

При составлении карт и записки к ним использованы аэрофотоснимки м-ба 1:33 000 и 1:43 000 удольгеворительного качества и дешифрируемости, данные региональных геофизических исследований [29, 33, 36, 37] и материалы Верхне-Ангарской партии Центральной геологической экспедиции Бурятского геологического управления [24].

В проведении полевых работ, камеральной обработке материалов и составлении геологической карты, карты полевых исследований участвовали В. А. Сорокин, Д. Е. Иванов, И. С. Каркошаевых, А. А. Ушаков, В. Ф. Жерлов, Б. Г. Степин, С. В. Андрущенко и В. В. Хохлаев.

Издательский вариант геологической карты и карты полевых исследований листа О-49-XXXXVI составили П. Ф. Зайцев, А. А. Ушаков и И. С. Картошкин, а объяснительную записку к ним — П. Ф. Зайцев.

Химико-аналитические работы (Р. И. Томина, О. Н. Дудина, Е. И. Гершман, О. И. Курминская, С. Б. Егорова, С. М. Смирнова, И. И. Новикова, В. С. Гречаник), определение абсолютного возраста горных пород (В. Т. Черных) и споривые анализы (Э. А. Поставак) проведены сотрудниками Центральной лаборатории Бурятского геологического управления (ЦЛ БГУ). Минералого-петрографические исследования выполнены работниками Верхне-Ангарской партии А. А. Ушаковым, Э. А. Картошкиной, В. Н. Рыбалко, С. В. Андрущенко, В. Г. Степным, В. М. Далаевой, Г. И. Фишевой и Т. Е. Пелеягиной.

Сведения о полевых исследованиях даны на карте по состоянию на 1 января 1973 г.

При сойке листа О-49-XXXXVI со смежными О-49-XXXXV [19], О-49-XXX [30], О-50-XXXXI [9] и N-49-VI [5] имеются некоторые расхождения как в трактовке возраста и индекса отдельных геологических образований, так и в проведении границ четверичных отложений и тектонических контактов. Так, по южной и восточной рамкам рассматриваемого листа гранитоиды, отнесенные Д. Жалсабоном [5] и А. А. Малышевым [9] к двум фациям баргузинского комплекса позднего протерозоя, нами выделены соответственно в составе двух фаз (на основе четких интрузивных контактов) конклюдеро-мамаканского комплекса (кембрия), поскольку они являются непосредственным продолжением полей развития гранитоидов *, рущих на территории кембрия О-49-XXXXV отложения холдинской свиты нижнего кембрия [19]. Габброиды, обнажающиеся на левобережье р. Чура

У западной границы листа и отнесенные Ю. М. Бажным [19] к довыренскому комплексу, по данным наших исследований, являются аналогами пород бирямынского комплекса.

Верхнечетверичные волно-ледниковые отложения, выделенные А. А. Малышевым [9] на левобережье р. Муякана вдоль восточной границы листа О-49-XXXXVI, однозначно диагностируются как пролювиальные отложения того же возраста.

В юго-западном углу листа О-49-XXXXVI (на границе с листом О-49-VI) и вдоль долины р. Джалгукты (на границе с листом О-50-XXXXI) картируются не зафиксированные предыдущими исследователями ледниковые отложения. Кроме того, имеются невязки по южной рамке листа: на левобережье Муя вместо закартированных нами ледниковых отложений на геологической карте листа N-49-VI показаны озеро-речные; на правобережье Муя четвертичные отложения, показанные Д. Жалсабоном [5] в составе неразделенных верхнечетверичных — современных озерных и речных, нами расчленены на верхнечетверичные (пролювиальные) и современные (речные).

По северной рамке листа О-49-XXXXVI Л. В. Ревякин [30] выделены преимущественно биотитовые и только лишь на правобережье Лев. Мамакана закартированные амфиболовые и биотит-амфиболовые разности гранитоидов, а по нашим данным как те, так и другие наблюдаются совместно и связаны постепенными переходами. Разрывные нарушения предыдущими исследователями по границам смежных листов, хорошо дешифрируются по аэрофотоснимкам и подтверждаются фактическим материалом.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении рассматриваемой территории принимают участие нижнепротерозойские и четвертичные образования. Первые представляют геосинклиналильным вулканогенно-осадочными отложениями, которые отнесены к верхней подсерии Муяской серии, а вторые — рыхлыми континентальными, разнообразными по генетическому типу нижнечетверичными, среднечетверичными, верхнечетверичными и современными осадками, принадлежность которых к определенным горизонтам не установлена.

НИЖНИИ ПРОТЕРОЗОИ

Муяская серия. Верхняя подсерия (R_{1ms2})

Породы, объединенные в верхнюю подсерию муяской серии, распространены преимущественно на левобережье Ангаракана и на правобережье среднего течения р. Муякана, слагая про-

* Часть массивов упомянутых гранитоидов, по мнению Ю. М. Бажина [19], может иметь и более древний (верхнепротерозойский) возраст, о чем свидетельствуют определения их абсолютного возраста.

веса кровли гранитоидного батолита. Выделение их основано на сходстве состава с отложениями нижнего протерозоя смежных районов, куда они переходят по простиранию [5]. В пределах рассматриваемой территории породы верхней подсерии муйской серии впервые были выделены К. П. Калининной [23], которая относила их к образованиям докембрия. Позднее Е. А. Шагек и Н. Л. Колпинская [35] отнесли эти породы к нижнему протерозою.

Более детально отложения нижнего протерозоя были изучены Д. Жалгабоном [5] на площади листа N-49-VI в составе двух различных по составу вулканогенных толщ горбылокской серии, разделенных местами мощной толщей морских карбонатно-терригенных образований. На изученной нами территории отложения нижнего протерозоя представлены преимущественно терригенными породами и, по-видимому, соответствуют средней части разреза горбылокской серии, описанного Д. Жалгабоном [5].

Разрез свиты, изученный по отдельным коренным обнажениям и деловию на левобережье Ангаракана в пределах северо-западного крыла Ковоктинской синклинали, представлен плагиоклаз-кварц-хлоритовыми, кварц-плагиоклаз-мусковитовыми, плагиоклаз-хлоритовыми, кварц-плагиоклаз-мусковит-плагиоклаз-микроклин-кварцевыми, кварц-плагиоклаз-биотит-хлоритовыми сланцами с отдельными пропластками кварцитов, амфиболитов и известняков. Мощность верхней подсерии муйской серии здесь составляет 2300 м. Характерной особенностью отложений является тесное переслаивание различных по составу сланцев и их фацциальная изменчивость. Прослои кварцитов (до 18 м) и амфиболитов (до 40 м) встречаются по всему разрезу без какой-либо закономерности в распределении, а карбонатные породы приурочены к верхам разреза.

В зоне контактового метаморфизма гранитоидов более позднего возраста породы верхней подсерии муйской серии превращены в кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты. Поэтому набор пород в разрезе верхней подсерии муйской серии на юго-западном продолжении Ковоктинской синклинали в правобережье одноименной реки заметно отличается от вышеописанного. Здесь разрез этой подсерии, составленный по непрерывным коренным обнажениям, имеет следующий вид (снизу вверх, в м):

1. Серые биотитовые, биотит-роговообманковые гнейсы	500
2. Темно-серые плагиоклаз-кварц-роговообманковые сланцы	330
3. Черноватые прослоев темно-зеленых биотит-актинолитовых сланцев (5—10 см) и биотит-роговообманковых гнейсов (15—20 см)	150
4. Черноватые прослоев серых кварц-биотит-роговообманковых (20—25 см) и светло-серых биотит-плагиоклаз-кварцевых сланцев (7—15 см) с прослоями амфиболитов в интервалах 208—209,5 и 405,5—407,0 м от основания пачки	590

5. Темно-серые биотит-актинолитовые сланцы	25
6. Серые кварц-плагиоклаз-биотит-роговообманковые сланцы	10
7. Темно-серые амфиболиты	40
8. Темно-серые кварц-плагиоклаз-актинолитовые сланцы	50
9. Светло-серые биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцы	210
10. Двуслоидно-кварцевые сланцы	10
11. Темно-серые кварц-плагиоклаз-актинолитовые сланцы	60
12. Серые кварц-биотит-роговообманковые сланцы	30
13. Темно-серые кварц-плагиоклаз-актинолитовые сланцы	40
14. Серые кварц-биотит-роговообманковые сланцы и доломиты	10
15. Серые и светло-серые кристаллические известняки и доломиты	45
16. Серые кварц-биотит-роговообманковые сланцы с прослоями двуслоидных кварцитов в интервалах 145—162 и 201—219 м от основания пачки	235

Мощность разреза верхней подсерии муйской серии на данном участке 2335 м.

Юго-восточнее на правобережье р. Муякана разрез верхней подсерии муйской серии отличается от вышеописанного наличием более мощной пачки известняков в верхах разреза и присутствием метаморфизованных эффузивов кислого состава в средней части толщи. Здесь разрез составлен также по непрерывным обнажениям и представлен в следующем виде (снизу вверх, м):

1. Светло-серые биотит-роговообманковые гнейсы	180
2. Серые двуслоидно-кварцевые гранитоиддержашие сланцы с прослоем метаморфизованных эффузивов кислого состава в интервале 12—22 м от основания пачки	52
3. Светло-серые сланцеватые метаэффузивы кислого состава	55
4. Серые плотные двуслоидно-кварцевые гранитоиддержашие сланцы	119
5. Черноватые прослоев светло-серых двуслоидно-полювошпидат-кварцевых гранитоиддержаших (5 м) и биотитовых (10 м) сланцев	52
В интервале 18—22 м от основания пачки — прослой метаэффузивов кислого состава	
6. Светло-серые метаэффузивы кислого состава с прослоем двуслоидно-полювошпидат-кварцевых сланцев, в интервале 101—103 м от основания пачки	187
7. Черноватые прослоев серых и светло-серых двуслоидно-полювошпидат-кварцевых (3 м) и мусковит-кварцевых (7 м) сланцев. В интервалах 101—111 и 201—203 м — прослой метаэффузивов кислого состава и кварцитов	297
8. Серые двуслоидно-полювошпидат-кварцевые сланцы и доломиты	153
9. Светло-серые и серые кристаллические известняки и доломиты	145

Неполная мощность верхней подсерии муйской серии в данном разрезе 1300 м. Полная мощность здесь не может быть определена ввиду наличия разрывных нарушений.

Южнее, по направлению к р. Муе, в разрезе верхней подсерии муйской серии отмечается постепенное увеличение мощности вулканогенных пород, и за пределами рассматриваемого района мощность синхронных вулканогенных пород горбылокской серии, по данным Д. Жалгабона [5], возрастает до 5600 м. Кристаллосланцы и гнейсы — это светло-серые, темно-серые, серые, местами темно-зеленые полосчатые, сланцеватые породы тонко-мелкозернистого (0,04—0,2 мм) сложения. Они состоят из кварца (до 85%), плагиоклаза (до 75%), микроклина (до 11

30%), биотита (до 40%), тремолита (до 10%), актинолита (до 99%), мусковита (до 50%), хлорита (до 83%) и серицита (до 1%). Акцессорные — рудный минерал, апатит, сфен, циркон и ортит. В зависимости от количественного соотношения указанных минералов среди сланцев выделяются следующие разновидности: плагноклаз-кварц-хлоритовые, кварц-плагноклаз-мусковитовые, мусковит-плагноклаз-микроклин-кварцевые, мусковит-кварцевые, кварц-плагноклаз-актинолитовые, двуслюдовые, вит-кварцевые, кварц-плагноклаз-биотит-хлоритовые.

В зоне контактового воздействия гранитоидов конклюдеро-мамаканского комплекса в сланцах выявляются роговая обманка (до 75%), диопсид (до 12%), цонзит, клиноцоизит (до 60%), силлиманит (до 16%), андалузит (до 3%), координерит (до 27%), ставролит (до 5%), эпидот (до 15%) и гранат (до 15%). Здесь развиты биотитовые, биотит-роговообманковые, кварц-плагноклаз-биотит-роговообманковые, кварц-плагноклаз-микроклин-биотитовые, кварц-плагноклаз-эпидот-роговообманковые, кварц-плагноклаз-эпидот-кварц-биотитовые, кварц-роговообманковые, плагноклаз-кварц-роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы. Гнейсы в отличие от сланцев характеризуются яснозернистым сложением (размер зерен более 0,2 мм) и состоят из полевых шпатов (не менее 30%), кварца (до 50%) и цветных минералов, при обязательном преобладании полевых шпатов над последними. Структура сланцев и гнейсов лепидогранобластовая, граномагматическая, гранолепидобластовая, реже лепидобластовая, нематобластовая и фибробластовая.

Минералы развиты только в зонах контактового воздействия гранитоидов кембрия. Среди них выделяются погосчатые, реже очковые, тневые, складчатые и линзовые разновидности. Мощность погос субстрата и инфилирующего гранитного материала достигает 0,3—1,5 см.

Карбонатные породы представлены светло-серыми, серыми, белыми мелко- и крупнокристаллическими слоистыми известняками и доломитами. В виде примесей в них присутствуют кварц, плагноклаз, мусковит, скаполит и графит. Структура гранобластовая. Химический состав карбонатных пород приведен в табл. 1.

Мегаффузивы кислого состава — это светло-серые сланцеватые, очково-сланцеватые тонко- и мелкозернистые породы с лепидогранобластовой структурой. Они состоят из плагноклаза (10—40%), кварца (30—70%), микроклина (10—28%), биотита (до 10%), мусковита (1—25%), хлорита, эпидота, клиноцоизита и серицита. Акцессорные минералы — апатит, циркон, гранат, ортит и рудный минерал. Слоистые новообразованные заполняют промежутки между зернами кварца и полевых шпатов, как бы обтекают их.

Кварциты — это светло-серые плотные мелко-среднезернистые (0,2—2,8 мм) слоистые породы. В их составе преобладает

кварц (70—98%), в небольшом количестве присутствуют биотит, цонзит, эпидот, мусковит, серицит, хлорит. Акцессорные — сфен, апатит, циркон и рудный минерал. Структура гранобластовая.

Амфиболиты — это темно-зеленые, черные грубопопосчатые сланцеватые мелко-среднезернистые породы с гранобластовой и граномагматической структурами. Состоят они из роговой обманки (30—96%), платиоклаза (13—50%) и небольшого количества микроклина, кварца, биотита, цонзита, эпидота, кальцита, серицита и хлорита. Акцессорные — рудный минерал, циркон, апатит, сфен, гранат.

Породы верхней подсерии муйской серии испытали региональный метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев. Такие слабо метаморфизованные породы фиксируются лишь в удалении от границы батолита, в средней части провессов кровля. В этих породах установлены следующие минеральные ассоциации: кварц-плагноклаз-тремомолит, кварц-плагноклаз-мусковит, кварц-плагноклаз-биотит-хлорит, биотит-актинолит, кальцит-доломит, кальцит-тремомолит. В других местах региональный метаморфизм затухаван контактовым

Таблица 1

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД МУЙСКОЙ СЕРИИ ВЕРХНЕЙ ПОДСЕРИИ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

№ проб	Место взятия пробы	Содержание, %											Сумма	
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	CaO	MgO	SO ₃	H ₂ O		П.п.п.
5342 ^с	Правобережье р. Ковокты	0,66	—	0,35	0,04	0,05	0,07	0,12	55,74	0,63	0,01	—	42,76	100,43
5342 ^з	То же	2,50	0,44	0,16	0,32	0,09	0,04	0,20	48,27	4,74	0,11	0,02	42,60	99,49
5342 ^ж	"	33,50	0,37	0,15	0,36	—	0,21	0,10	29,96	14,96	0,06	0,02	20,16	98,85
5342 ^г	"	42,78	—	0,06	0,79	—	0,19	0,14	23,80	18,58	0,05	0,04	12,96	99,39

5342^с — известняк*; 5342^з — доломитный известняк; 5342^ж — окварцованный известковистый доломит; 5342^г — окварцованный доломит.

* Химические анализы карбонатных пород пересчитаны на минеральный состав по классификации С. Г. Вишнякова [1937 г.].

метаморфизмом, связанным с гранитоидами конклюдеро-мамаканского комплекса. Здесь уже выявляются кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, для которых типичны следующие ассоциации минералов: кварц-плагиоклаз-биотит-роговая обманка, кварц-плагиоклаз-микрочлени-биотит, кварц-плагиоклаз-эпидот, кварц-плагиоклаз-биотит-гранат, микрочлени-плагиоклаз-кварц-биотит-гранат, кварц-плагиоклаз-биотит-кордиерит-биотит-гранат, кварц-скapolит-диопсид, плагиоклаз-биотит-кварц-диопсид, кальцит-скapolит-диопсид, гранат-диопсид-клиноцистит, которые характерны для эпидиот-амфиболитовой и амфиболитовой фации метаморфизма.

В рассматриваемом районе нижняя и верхняя возрастная граница муйской серии не могут быть установлены. За пределами ми листа О-49-XXXXVI, в бассейне р. Самокута, расположенного восточнее описываемого района, отложения муйской серии ниже, него протерозоя несогласно залегают на архейских породах и в свою очередь, перекрываются базальными конгломератами мухтуунной свиты верхнего протерозоя [13, 27]. В бассейне р. Бол. Падры породы муйской серии и прорывающие их гранитоиды перекрываются отложениями палдинской серии среднего протерозоя [13].

Результаты определения абсолютного возраста пород муйской серии, выполненные калий-аргоновым методом, по валовым пробам, приведены в табл. 2.

Из табл. 2 видно, что по абсолютному возрасту кристаллические сланцы муйской серии верхней подсерии принадлежат

Таблица 2

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ МУЙСКОЙ СЕРИИ ВЕРХНЕЙ ПОДСЕРИИ

Место взятия пробы	Породы	Абс. возраст, млн. лет	K, %	Ar ⁴⁰ , 10 ⁻¹⁰ , гр	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰	Авст., %
Правобережье р. Ковокты (проба 5174 ^а)	Кристаллический сланец	271	0,31	0,13	0,0162	53,4
		283		0,41	0,0170	58,8
Правобережье р. Орана (проба 1431)	То же	188		34,3	0,0109	30,7
		194	2,59	36,3	0,0114	36,6

* Поскольку вопросы метаморфизма изучены на данной стадии еще недостаточно, то не исключено, что указанные метаморфические зоны характеризуют одноактный аркадно-контативный метаморфизм, связанный с гранитоидами.

позднему палеозою — раннему мезозою. Омоложение возраста пород обусловлено более поздними тектоническими движениями и, очевидно, связано с утечкой из них аргона.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Нижнечетвертичные отложения (Q₁)

Нижнечетвертичные аллювиальные отложения установлены в среднем течении р. Муякана, где они перекрыты средние и верхнечетвертичными осадками. Разрез рассматриваемых отложений, вскрытых в устье 180-метровой террасы р. Муякана, представляется в следующем виде (снизу вверх, в м):

1. Бурые мелкозернистые пески 6,85
 2. Буравато-серые мелко-крупнозернистые торфяногалечностойкие пески с редкими валунами (до 0,7 м в поперечнике) 13,20
 3. Буравато-серые средние, крупнозернистые пески 21,45
 4. Бурые, буравато-серые мелко-, среднезернистые горизонтально- и волнистостойкие пески 10
 5. Буравато-серые крупнозернистые пески с гравием и галькой 10
 6. Буравато-серые мелко-, крупнозернистые пески с гравием и редкой галькой 11,10
 7. Буравато-серые разнозернистые горизонтально-волнистостойкие пески с редким гравием, галькой и мелкими (до 15 см) валунами 17,00
 8. Буравато-серые средние, крупнозернистые пески с прослоями 20,26
 9. Буравато-серые средние, крупнозернистые пески с прослоями (0,2—0,8 м) песчано-галечно-валунного материала 20,26
- Мощность нижнечетвертичных отложений по данному разрезу 119,36 м.

Из описания разреза видно, что в составе аллювиальных отложений преобладают разнозернистые пески с редким валунами, галькой и гравием. Бурая окраска отложений обусловлена повышенным содержанием гидроксидов железа.

Нижняя возрастная граница нижнечетвертичных отложений в районе не может быть определена, а верхняя определяется достаточно отчетливо. В разрезе 180-метровой террасы видно, что песчаные отложения перекрываются со следами размытая более грубозернистыми волно-ледниковыми среднечетвертичными отложениями.

Спорово-пыльцевой спектр по результатам 6 проб из горизонтов 1, 2, 4, 7, 8, 9 представлен пылью хвойных, примусов (до 80%). Пыльца кедрового стланника составляет 9,2%, березы 3,6—33,7%, ольховника 1—14,6%, в меньшем количестве отмечаются пыльца ивы, лиственницы и ели. Содержание пыльники травянистых и кустарниковых, представленных преимущественно берескотовыми, колеблется от 4,8 до 9,7%. В составе спор (5%) преобладают кочедыжниковые. Следовательно, в период накопления рассматриваемых отложений в районе господствовали темнохвойная тайга с примесью ели, березы, ольховника, ивы, а климат по сравнению с современным был более мягким.

Среднечетвертичные отложения (Q^{II})

Среди этих образований по генетическому типу выделяются ледниковые, водно-ледниковые и пролювиальные отложения.

Ледниковые отложения, перекрывающие нижнечетвертичные, установлены только в средней части Муяканской впадины, старая гряды и холмы типичного моренного ландшафта. Здесь они представлены неотсортированным плохо окатанным материалом, состоящим из валунов (до 30%), гальки (10—30%), щебня (5—25%), супеси (до 50%) и суглинков (до 50%). Диаметр валунов колеблется от нескольких сантиметров до 1—2 м. Видимая мощность ледниковых отложений около 100 м.

Водно-ледниковые отложения подразделяются на ограниченным распространением и установленны только на левобережье Муякана, где они сложены пологовпадинная равнина, примыкающая к грядово-холмистому моренному ландшафту. Эти отложения со следами разрыва перекрывают нижнечетвертичные аллювиальные образования, старая верхнюю часть 180-метровой террасы. В составе отложений преобладают серые плохотсортированные разнозернистые пески с примесью гальки (до 20%), глыб и валунов (до 10%). Их видимая мощность — 60 м.

Проложив альпийские отложения, развитые вдоль подножия северо-западного склона Муяканского хребта, представляют собой отдельные фрагменты древних конусов выноса, площадь которых от 2 до 8,5 км². Это плохотсортированные неслонистые валуново-глыбовые отложения с песчано-суглинкистым заполнителем и редкой примесью гальки и гравия. Данные отложения «прорезаются» конусами выноса верхнечетвертичного возраста и слепают по сравнению с последними гипсометрически более высокие уровни. Видимая мощность пролювиальных отложений до 25 м. В спорово-пыльцевом спектре установлено лишь незначительное количество пыльцы березы, сосны и спор кочедыжниковых.

Верхнечетвертичные отложения (Q^{III})

Верхнечетвертичные отложения представлены ледниковыми, водно-ледниковыми, аллювиальными и пролювиальными образованиями.

Ледниковые отложения распространены во впадинах (Муяканской, Ковоктинской) и троговых долинах крупных рек (Чуро, Верхн. Ангары, Ангаракана и других) в виде тонких, конечных и боковых морен. Они представлены неотсортированным плохотсортированным материалом, состоящим из валунов, щебня, гальки, дресвы, супеси и суглинков. Валунны в диаметре

достигают 4 м и более. Мощность ледниковых отложений, судя по гипсометрическим отметкам, составляет 50—80 м.

Водно-ледниковые отложения установлены в долине р. Ковокты, где слепают плоскую равнину, примыкающую к холмистому моренному рельефу. Здесь разрез описываемых отложений, вскрытых расчисткой в устье I надпойменной террасы, представляется в следующем виде (снизу вверх, м):

1. Серые мелкозернистые неслонистые пески с галькой и гравием (до 10%)	0,25
2. Серые мелкозернистые горизонтальнослонистые пески с гравием (до 5%)	0,25
3. Серые мелкозернистые косослонистые пески	0,15
4. Серые горизонтальнослонистые суглинки	0,25
5. Буровато-серые мелкозернистые неслонистые пески	0,50
6. Буровато-серые среднезернистые горизонтальнослонистые пески с гравием (до 5%)	0,65
7. Серые горизонтальнослонистые суглинки	0,45
8. Буровато-серые мелкозернистые неслонистые пески	0,40
9. Серые мелкозернистые неслонистые пески с галькой (до 25%)	1,80
10. Серые суглинки с гравийно-галечно-валунным материалом (до 20%). Размер валунов до 20 см.	2,60

Видимая мощность водно-ледниковых отложений по данному разрезу 7,3 м.

В 500 м к северу расчисткой вскрыт следующий разрез (снизу вверх, в м):

1. Серые мелкозернистые неслонистые пески с гравием и галькой (до 15%)	0,25
2. Темно-серые, буровато-серые суглинки с горизонтальной, слабо-волнистой слонистостью	2,40
3. Серые и ржаво-бурые среднезернистые неслонистые пески с магнетитом (около 3%)	0,75
4. Серые среднезернистые косослонистые пески с магнетитом (1—2%)	0,15
5. Переслаивание серых суглинков с буровато-серыми мелкозернистыми песками. Слонистость косая, волнистая	0,85
6. Серые неслонистые суглинки	0,50
7. Светло-серые мелкозернистые пески с гравием и галькой (до 15%)	0,85
8. Серые, буровато-серые супеси с песком, гравием и галькой (до 15%)	1,0

Видимая мощность отложений по разрезу 6,75 м.

Аллювиальные отложения установлены в среднем течении р. Муякана и в долине р. Верхн. Ангары. В последнем случае они вскрыты расчисткой в устье 13-метровой террасы и имеют следующий разрез (снизу вверх, в м):

1. Серые и темно-бурые тонкозернистые пески с прослоями (1—5 см) бурых суглинков	7,35
2. Серые разнозернистые полимиктовые пески с гравием и галькой (до 40%)	3,80
3. Бурые и серые суглинки	0,30
4. Желто-бурые суглинки	0,70

Мощность отложений по разрезу 12,15 м.

На левобережье р. Муякана разрез аллювиальных отложений представляется в следующем виде (снизу вверх, в м):

1. Песчано-галечный материал с валунами (до 20%). Размер валунов 15—40 см	4,5
2. Песчано-гравийно-галечный материал с валунами (до 20%)	5,0
3. Песчано-гравийно-галечный материал	8,5
4. Галечники с редкими мелкими валунами	1,4
Мощность аллювиальных отложений по данному разрезу составляет 19,4 м.	

Проллювиальные отложения выделены вдоль бортов межторных впадин и крупных речных долин. Здесь они слагают недействительные конусы выноса и предгорные шлейфы, поверхность которых покрыта лесом. Представлены они грубым неотсортированным материалом, состоящим из плохо окатанных глыб, щебня, дресвы и суглинков с включениями галечно-гравийного материала. К периферии конусов выноса в составе отложений возрастает роль суглинков и пылевато-глинистого материала, а доля и размер обломков и глыб уменьшаются. Данные образования «прорежутся» современными ручьями и перекрываются современными аллювиальными отложениями. Видимая мощность проллювиальных отложений 20—30 м.

Аллювиальные и проллювиальные отложения района, тесно связанные как с ледниковыми, так и водно-ледниковыми образованиями, являются фациями верхнечетвертичных осадков, накопление которых произошло в период горно-долинного оледенения. В спорово-пыльцевом спектре этих отложений установлена пыльца травянистой (22,7—62%) и древесной (до 14%) растительности. Из пылцы древесной растительности преобладает пыльца березы. В составе спор доминируют споры мхов, папоротников и плаунов. Все эти образования сопоставляются с аналогичными отложениями Верхне-Ангарской впадины, где в троллювии установлены остатки мамонтовой фауны позднего плейстоцена (Н. В. Думитрашко, 1952 г.).

Современные отложения (Q_{IV})

Среди современных образований по генетическому признаку выделяются аллювиальные, проллювиальные и озерно-болотные отложения.

Аллювиальные отложения, слагающие современные русла рек и их пойменные террасы, представлены преимущественно галечно-валунным, реже песчаным материалом, который вскрыт на глубину до 5—13 м.

В долине р. Верх. Ангары песчаные отложения имеют следующий разрез (снизу вверх, в м):

1. Серые, буровато-серые пески	0,35
2. Серые суглинки с глинами (до 6 см) бурых среднезернистых песков	0,35

3. Серые и желтовато-бурые среднезернистые пески с прослоями (до 8 см) гравия и глинистого материала	1,20
4. Темно-серые и бурые суглинки с прослоями (до 25 см) песчано-гравийного материала	1,95
5. Суглинки гумусированные	0,20
Мощность аллювиальных отложений по разрезу 4,55 м.	

В долине р. Муякана, в 9 км западнее восточной рамки листа О-49-XXXXVI, разрез аллювиальных отложений, по данным буровых работ изыскательской партии Сибгипротранса [28], имеет следующий вид (снизу вверх, в м):

1. Суглинки легкие	2,0
2. Пески среднезернистые	6,30
3. Пески мелкозернистые	3,70
Мощность аллювиальных отложений по разрезу 12 м.	
В долине р. Муи разрез аллювиальных отложений представляется в следующем виде (снизу вверх, в м):	
1. Светло-серые мелкозернистые пески с галькой (до 10%) и гравием (до 30%)	2,70
2. Светло-серые мелкозернистые пески	3,05
3. Серые разнородные пески с гравием (до 20%), галькой (до 10%) и редкими валунами (размером до 15 см)	0,30
4. Светло-серые среднезернистые пески с прослоями (до 2 см) мелкозернистых	2,20
5. Светло-серые мелкозернистые пески с прослоями (до 10 см) крупнозернистых	4,75
6. Супеси гумусированные	0,20
Мощность отложения по разрезу 13,20 м.	

Описанные аллювиальные образования хорошо отсортированы, окатанность обломочного материала II—III класса. Для отложений характерна косая, волнистая, горизонтальная и параллельная волнито-выпуклая слоистость, которая наблюдается повсеместно.

Проллювиальные отложения установлены на небольших участках, преимущественно по юго-восточному склону Муяканской впадины, и слагают современные конусы выноса, поверхность которых испещрена целой сетью русел временных водотоков. Они представлены неотсортированным плохо окатанным материалом, состоящим из глыб, валунов с примесью илов, суглинков, песков, щебня и гальки. Мощность отложений около 12 м.

Озерно-болотные отложения развиты в долинах рек Верх. Ангары, Муякана и Ковокты на небольших (до 3 км²) участках. Они представлены илами, суглинками, тонкозернистыми песками и торфяниками. По данным буровых работ треста Сибгипротранса в долине р. Муякана, возле восточной рамки листа О-49-XXXXVI торфяники, перекрытые тонкозернистыми песками, вскрыты на глубине 1,8 м и имеют мощность около 2 м. Торфяники здесь залегают на крупнозернистых песках, в кровле которых фиксируются криогенные нарушения, выявляемые в пучении мерзлых грунтов.

Возраст современных отложений определяется по спорово-пыльцевому комплексу. В соседних районах — Баргузинской и других впадинах в синхронных отложениях установлены остатки орудий человека времени неолита и бронзового века [22].

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы, слогаая около 80% территории, играют главнейшую роль в геологическом строении района. Они представлены бирамынским, конкудеро-мамаканским комплексами кембрийского возраста и кадалги-бутуинским дайковым комплексом раннего (?) палеозоя.

Среди интрузивных пород существенную роль играют гранитонды, что подчеркивается обширным гравитационным минимумом, в площадь которого входит рассматриваемый район.

КЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Бирамынский комплекс (Убур)

Породы бирамынского комплекса, выделенные условно, установлены в виде одного ксенолита (16 км²) среди кембрийских гранитондов в бассейне Чуру. В составе комплекса преобладают габбро и диориты, слогающие большую часть ксенолита. На контакте с гранитоидами они постепенно переходят в монцититы и реже в сиениты, которые, возможно, возникли в результате контактового воздействия гранитов.

Габбро и диориты встречаются совместно и связаны взаимными переходами. Это черные, темно-серые мелко-крупнозернистые массивные породы с габбровой и гипидноморфнозернистой структурой. Габбро состоят из лабрадора (30—57%), моноклинного пироксена (5—27%) и амфибола (25—42%). Из второстепенных минералов развиты биотит, оливин, а из вторичных — карбонат, серицит, хлорит, тальк, цеолиты, иллингсит и эпидот. Акцессорные — апатит, сфен, рудный минерал, реже шпинель и ортит.

Диориты отличаются от габбро тем, что в их составе плагиоклаз представлен андезином (40%), появляется микроклин (до 10%), увеличивается плотность (25%) и уменьшается роль роговой обманки (до 18%) при одновременном исчезновении пироксена.

Монцититы состоят из плагиоклаза (30%), калиевого полевого шпата (35%), роговой обманки (3—20%), биотита (5—25%) и кварца (до 3%), а сиениты — из плагиоклаза (12—15%), калиевого полевого шпата (50%), роговой обманки. Уногта (20—25%) и пироксена (10%).

В районе породы отнесены к бирамынскому комплексу условно, так как они только рвутся кембрийскими гранитондами

конкудеро-мамаканского комплекса. За пределами района, в северной части Баргузинского хребта, интрузии комплекса, в составе которых наблюдаются габбро-диабазы, секут фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия [6, 14]. Однако Ю. М. Бажин [19], описываемые породы считает позднепротерозойскими.

Конкудеро-мамаканский комплекс

На площади листа обнажается северо-восточная часть крупного гранитоидного батолита, именуемого Л. И. Сагопом [14] Ангаро-Витимским арал-плутоном. В пределах междуречья Амунды и Муякана вскрыта наиболее глубокая часть батолита, представляющая среднезернистыми однородными по структуре и составу массивными породами. В других местах картируется менее эродированная часть батолита, сложная внутренняя структура которой обусловлена многофазным формированием, мелкими ксенолитами метаморфических пород и фациальным разнообразием гранитоидов.*

Становление батолита происходило в три фазы. Гранитонды фаз, имея между собой резкие интрузивные контакты, различаются по составу, структуре и характеру распределения темноветвистых компонентов.

Первая фаза (У—Уг.Скт)

Породы этой фазы развиты преимущественно в бассейнах Верх. Ангары, Ковокты и на правобережье Муякана, слогаая несколько ксенолитов среди гранитондов второй и третьей фаз.

По внешнему облику это светло-серые, серые, розовато-серые среднезернистые, местами порфиroidные породы массивной текстуры, содержащие от 10 до 35% цветных минералов. Под микроскопом в зависимости от соотношения главных минералов данные породы разделяются на кварцевые монцититы, кварцевые сиениты, кварцевые диориты, гранодиориты, сиениты и монцититы. Все эти разновидности наблюдаются совместно и связаны между собой постепенными переходами; наиболее распространены из них первые три.

Кварцевые монцититы, кварцевые сиениты и кварцевые диориты — это розовато-серые, а **гранодиориты, сиениты и монцититы** — серые местами порфиroidные массивные породы с гипидноморфнозернистой и монцититовой структурой. Кварцевые монцититы состоят из плагиоклаза (40—60%), калиевого

* Определения гранитоидов даны по классификации И. В. Гинзбурга [4], причем породы полей 2 и 3 треугольной диаграммы, именуемые им гранитами, нами не разделяются на «порфалиты» и «существенно-калиевополевошпатовые» граниты.

полевое шпата (25—30%), кварца (5—18%), роговой обманки (до 12%) и биотита (до 3%). Вторичные минералы представлены эпидотом, эпидот-клиноцоизитом, серпиком и хлоритом, а акцессорные — сфеном, рудный минералом, апатитом и ортитом. При переходе от кварцевых монзонитов в кварцевые сиениты увеличивается количество калиевого полевого шпата и уменьшается содержание и основность плагиноклаза. В кварцевых диоритах в отличие от кварцевых монзонитов уменьшается количество калиевого полевого шпата и соответственно возрастает роль плагиноклаза.

Гранодиориты состоят преимущественно из плагиноклаза (47—59%), калиевого полевого шпата (10—25%), кварца (до 27%), а также роговой обманки и биотита (10—25%). При возращении роли темноцветных компонентов (до 30—35%), калиевого полевого шпата и соответственно уменьшении содержания плагиноклаза и кварца гранодиориты переходят в сиениты. Монзониты отличаются от сиенитов почти равным содержанием плагиноклаза и калиевого полевого шпата или некоторым преобладанием последнего над первым.

Петрохимическая характеристика гранитоидов первой фазы конкудеро-мамаканского комплекса приведена в табл. 3 и 4.

Вторая фаза (уэСкит)

Гранитоиды этой фазы в пределах рассматриваемого района являются самыми распространёнными породами. Здесь ими сложена северо-восточная центральная часть гранитоидного батолита, выходящего далеко за пределы листа О-49-XXXVI, внутри которого находятся ксенолиты более древних пород и штоки гранитоидов третьей фазы.

По внешнему облику это светло-серые, розовато-серые, серые мелко- и среднезернистые, изредка порфировидные лейкократовые породы массивной или гнейсовидной текстуры. Под микроскопом они разделяются на граниты, гранодиориты, тоналиты, кварцевые монзониты, сиениты и диориты. Из них наиболее широко развиты граниты, а все прочие, хотя и наблюдаются повсеместно, резко им подчинены и являются, очевидно, гибридными образованиями.

Граниты — это светло-серые, розовато-серые породы с гни-диоморфнозернистой структурой, состоящие из плагиноклаза (26—50%), калиевого полевого шпата (20—40%), кварца (20—37%) и биотита (до 7%). Из вторичных минералов развиты эпидот, мусковит, серпикит, хлорит, а из акцессорных — сфен, апатит, рудный минерал, ортит, циркон и редко гранат. При увеличении содержания калиевого полевого шпата (до 40—54%) и уменьшении доли плагиноклаза (до 18—27%) нормальные граниты переходят в калиево-полевовошпатовые.

Таблица 3

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ ПЕРВОЙ ФАЗЫ КОНКУДЕРО-МАМАКАНСКОГО КОМПЛЕКСА, ВЕС. %

№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
1406	66,60	0,39	15,91	1,95	1,67	0,08	1,14	3,17	5,00	4,00	0,09	0,23	0,12	100,35
2358 ^a	66,54	0,81	16,11	1,82	1,68	0,09	0,72	3,25	5,47	3,00	0,10	—	0,21	99,80
2479	65,82	0,39	16,38	1,78	1,82	0,06	1,32	3,17	4,80	4,29	0,06	—	0,07	99,96

ЧИСЛОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПО А. Н. ЗАВАРИЦКОМУ

№ проб	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	$\frac{a}{c}$	Q
1406	16,5	2,2	6,7	74,6	48,4	28,2	23,4	65,5	7,4	+13,9
2358 ^a	16,2	2,5	5,7	75,3	55,6	21,0	23,4	73,4	6,3	+15,9
2479	16,5	2,5	6,7	74,3	48,4	32,8	18,8	62,9	6,5	+12,6

1406 — кварцевый сиенит, р. Оран; 2358^a — кварцевый монзонит, верховье р. Лев. Мамакана; 2479 — кварцевый сиенит, левобережье р. Ковокты.

Гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты, кварцевые сиениты и кварцевые монцититы — это серые, светло-серые породы гипидиоморфнозернистой структуры, различающиеся в первую очередь в содержании главных породообразующих минералов. Гранодиориты, состоящие из плагиоклаза (47—59%), калиевого полевого шпата (12—15%), кварца (24—28%) и биотита (5—6%), при уменьшении количества кварца (до 15%) переходят в кварцевые диориты, а при уменьшении содержания калиевого полевого шпата (до 3—5%) и некотором увеличении роли плагиоклаза (62—63%) — в тоналиты. В кварцевых сиенитах главную породообразующую минералы — калиевый полевой шпат (47%), альбит-олигоклаз (25%), кварц (15%) и биотит, а акцессорные — апатит, циркон, ортит и рудный минерал. Из вторичных минералов развиты серицит, мусковит.

Среди гранитоидов по текстурным признакам выделяются массивные и гнейсовидные. Гнейсовидные породы, развитые вдоль разломов (бассейн р. Верх. Ангарты) и вблизи остатков кровли, характеризуются мелкозернистым сложением, а массивные подразделяются на три фации: мелкозернистую, среднезернистую и порфиroidную. Мелкозернистые гранитоиды установлены в бассейнах Верх. Ангарты и Ковокты. Порфиroidные гранитоиды, развитые в виде небольших полей в бассейне Чуру и на левобережье Муякана, отличаются от равнозернистых осей различной только наличием крупных (1—3 см по длинной оси) выделений калиевого полевого шпата. Среднезернистые гранитоиды, которые являются наиболее распространенными по сравнению с другими магматическими образованиями, слатают весьма крупные поля в пределах Северо-Муяканского, Муяканского и Делон-Уранского хребтов.

Петрохимическая характеристика гранитоидов второй фазы приведена в табл. 4.

Третья фаза (узкая)

Гранитоиды этой фазы слагают несколько штоков в бассейне р. Верх. Ангарты и на левобережье Муякана. Выходы штоков имеют площадь от 1 до 25 км². Контакты их с вмещающими породами двух предыдущих фаз интрузивные или тектонические. Все массивы характеризуются простым внутренним строением: в их составе резко преобладают однообразные по внешнему облику мелко- и среднезернистые лейкократовые граниты массивной текстуры.

Граниты — это светло-серые, мелко- и среднезернистые лейкократовые массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Граниты имеют следующий минеральный состав: плагиоклаз (20—35%), калиевый полевой шпат (40—52%), кварц (20—35%) и биотит (3%).

Таблица 4

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ ВТОРОЙ ФАЗЫ КОНКУДЕРО-МАМАКАНСКОГО КОМПЛЕКСА, ВЕС. %

№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
1227	74,60	0,24	13,34	0,81	0,72	0,04	0,16	1,00	3,95	4,65	0,03	—	0,18	99,72
2289	74,44	0,13	13,65	0,48	0,87	0,04	0,24	0,89	3,95	4,45	0,01	—	0,40	99,55
3254 ^b	71,00	0,62	14,75	1,34	1,04	0,02	0,48	1,46	3,95	5,20	0,13	—	0,46	100,45
5129	67,34	0,74	13,07	1,84	2,61	—	1,98	4,95	2,62	1,45	0,05	0,04	3,30	99,99

ЧИСЛОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПО А. Н. ЗАВАРИЦКОМУ

№ проб	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	$\frac{a}{c}$	Q
1227	14,9	1,2	1,6	82,3	—	83,7	16,0	0,3	56,3	12,7	33,4
2289	14,6	1,0	2,6	81,8	36,4	48,2	15,4	—	57,4	13,9	33,2
3254 ^b	15,8	1,7	2,9	79,6	—	72,1	27,2	0,7	53,5	9,2	25,4
5129 ^b	8,0	4,9	8,7	78,4	—	47,1	38,9	14,0	73,3	1,6	35,8

1227 — гранит, правобережье р. Амнуиды; 2289 — гранит, левобережье р. Мун; 3254^b — гранит, левобережье р. Джал-тукты; 5129^b — тоналит, левобережье нижнего течения р. Ангаракана.

Вторичные минералы в гранитах представлены мусковитом, серицитом, эпидотом, хлоритом, а акцессорные — сфеном, апатитом, ортитом, рудным минералом и реже гранатом.

Жилыные прозводные, генетически связанные с гранитоидами всех фаз конклюдеро-мамаканского комплекса, представлены аллитами и петматитами. Мощность тел колеблется от нескольких сантиметров * до 2 м, в единичных случаях — до 6 м; протяженность — первые десятки метров, простираясь самое различное. Форма жил неправильная, с многочисленными апофизами. По внешнему облику и петрографическому составу жилыные прозводные разных фаз не различаются.

Аллиты (*Al₂SiO₅*) — это светло-серые, розовато-серые породы с аллитовой и аллотриоморфнозернистой структурой. Минеральный состав их следующий: плагиоклаз (53—57%), кварц (15—32%) и микроклин (14—15%). Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом и серицитом. Из акцессорных отмечены только рудный минерал.

Петматиты (*Fe₂SiO₅*), представленные ортоектитовыми разновидями, образуют, кроме прожилков и жил, гнездообразные (до 6—7 м) тела. Они состоят из микроклина, кварца, реже биотита. Акцессорные минералы представлены ортитом, магнетитом, гранатом, сфеном, торитом, цирколитом и тантало-ниобиевыми минералами. Строение петматитов блоковое, реже зональное, структура графическая.

В результате контактового метаморфизма гранитоидов конклюдеро-мамаканского комплекса вмещающие породы превращены в различные по составу кристаллические сланцы, гнейсы (иногда с силлиманитом, кордиеритом, гранатом, скаполитом), кварциты и амфиболиты. Близки контакты с гранитоидами сланцы и гнейсы за счет инъекции магматического материала превращены в мигматиты. Контактные изменения в карбонатных породах выразились только лишь в их перекристаллизации. Скарнированные породы, которые наблюдаются редко (левобережье р. Антаракана, правобережье р. Муякана), сложены вулканом, гранатом, диопсидом, скаполитом, а также калцином, эпидотом, тремолитом, реже актинолитом. Мощность скарнированных пород не превышает 10—25 см, протяженность до 10 м.

В бассейнах Верх. Ангары, Амунды, Орана и Антаракана гранитоиды первой фазы совместно с жилыными прозводными породами второй фазы конклюдеро-мамаканского комплекса. Взаимоотношения гранитоидов, а также даек аллитов и петматитов двух первых фаз комплекса с породами третьей установленны в бассейне Верх. Ангары, где они широко распространены.

* Маломощные (до 0,5 м) прожилки аллитов и петматитов, развитые очень широко, на геологическую карту не вынесены.

В районе относительное возрастное положение гранитоидов конклюдеро-мамаканского комплекса определяется тем, что они прорывают метаморфические породы муйской серии нижнего протерозоя и интрузивные породы условно бирамьинского комплекса, а сами в свою очередь рвутся дайковыми образованиями раннего палеозоя. Кроме того, гранитоиды комплекса образуют единое поле с кембрийскими интрузивными породами, развитыми западнее и севернее описываемого района. Здесь, по данным Ю. М. Бажина [18], Л. В. Ревякина [30], Б. П. Куднова [25] и других, гранитоиды оказывают активные контакты все возрастные на породы нижнего и среднего кембрия. В то же время, по мнению указанных исследователей, ими к конклюдеро-мамаканскому комплексу (судя по определенным абсолютного возраста гранитоидов) условно отнесены, возможно, и более древние (верхнепротерозойские) интрузивные породы, взаимоотношения которых с кембрийскими отложениями достоверно не установлены.

О разновозрастности интрузивных пород могут, очевидно, свидетельствовать рвущие контакты между гранитоидами (и их жилыными прозводными) отдельных фаз, описанных в составе конклюдеро-мамаканского комплекса. Породы конклюдеро-мамаканского комплекса, по данным многих исследователей [18, 21, 26], нигде не установлены в обломочном материале базальных конгломератов нижнего кембрия. Возраст гранитоидов принят на том основании, что они расположены в пределах протерозойского подвижного пояса, геосинклинальное развитие которого завершилось в кембрии.

Абсолютный возраст гранитоидов конклюдеро-мамаканского комплекса, определенный по калий-аргоновому методу, приведен в табл. 5.

Таблица 5

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД КОНКЛУДЕРО-МАМАКАНСКОГО КОМПЛЕКСА

Место взятия проб	Название породы и фазы	Абсолютный возраст, млн. лет	K %	A ⁴⁰ 10 ⁻³ гр.	A ⁴⁰ / K ⁴⁰	A ⁴⁰ поэт. %
Правобережье р. Ковокты (проба 5054)	Порфириовидный биотитовый гранит второй фазы	217	2.27	35.4	0.0128	51.0
Левобережье р. Джатукты (проба 3254 ¹)	Среднезернистый биотитовый гранит второй фазы	218	35.7	0.0129	63.8	
Правобережье р. Ковокты (проба 5212)	Мелкозернистый биотитовый гранит второй фазы	228	60.4	0.0135	29.1	
		230	3.97	65.0	0.0137	33.6
		223	38.7	0.0132	25.5	
		230	2.41	40.2	0.0137	43.8

Из табл. 5 видно, что по абсолютному возрасту граниты второй фазы (217—230 млн. лет) соответствуют триасу. Омоложение возраста гранитов обусловлено более поздними тектоническими движениями и связано с утечкой из пород аргона при поднятии крупных блоков земной коры [12].

Здесь необходимо также отметить, что по мнению других исследователей [5, 14], гранитоиды (в том числе и в других районах Бурятии) относятся к позднепротерозойским образованиям, так как по их данным сходные породы наблюдаются в основном материале базальных слоев кембрия. Эти факты в ряде мест не подтверждались новыми данными, полученными в последние годы в результате более детальных геологосъемочных и тематических работ.

Описанные гранитоиды, слогающие Ангаро-Витимский батолит сходны с гранитоидами, прорывающими фауннистически охарактеризованные отложения раннего кембрия в бассейнах рек Уайта, Бамбуйки, Курбы, Ямбуя и в верховье р. Цины (пос. Троицкий). Причем гранитоиды конклюдеро-мамаканского комплекса резко отличаются от гранитоидов из гальки базальных горизонтов раннего кембрия.

К этому же выводу на основании детального петрографического, петро- и геохимического изучения гранитной гальки из конгломератов раннего кембрия пришли Б. А. Литвиновский и А. Н. Занвигевич (1972 г.), которые специально занимались вопросами магматизма Витимского плоскогорья и сопредельных районов. По их данным, гранитоиды из гальки почти всегда представлены измененными плагиогранитами, существенно плагиоклазовыми гранитами, гранодиоритами, индентичными, скорее всего, породам муйского комплекса раннего протерозоя. И. Ф. Зотова и другие (1974 г.), специально занимавшиеся вопросами магматизма, на основе интерпретации геофизических данных выделяют как верхнепротерозойские, так и кембрийские гранитоиды. Два разновозрастных комплекса гранитоидов выделяются также Л. А. Козубова и др. (1974 г.), основываясь на геологическом и петрологическом изучении.

Изложенный материал свидетельствует о том, что вопрос о возрасте гранитоидов изучен недостаточно и является дискуссионным. Предлагаемый возраст гранитоидов конклюдеро-мамаканского комплекса следует рассматривать как один из наиболее вероятных вариантов.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ (?) ИНТРУЗИИ

Кадали-бутуинский дайковый комплекс (стр.РЗ:кв)

К данной группе пород отнесены единичные жильные тела основных и основных щелочных пород меланократового облика. Они размещаются вблизи разрывных структур и представлены диоритовыми порфиритами, микродиоритами, спессартитами,

андезитами, андезит-базальтами и эссекститами. Мощность дайек колеблется от 0,5 до 3 м, протяженность — не превышает первых десятков метров. Простирание даек самое различное, падение — вертикальное или близкое к этому.

Диоритовые порфириты (стр.РЗ:кв) представляют собой темно-серые, зеленовато-черные массивные порфиритовые породы с микродиоритовой основной массой. Они состоят из плагиоклаза (70%), кварца (10—14%), биотита (до 5%) и микроклина (до 14%). Порфиритовые выделения представлены плагиоклазом. Из вторичных минералов развиты хлорит, эпидот, мусковит, серпентин, пелит, а из аксессуарных — сфен, апатит, ортит и рудный минерал.

Микродиориты (стр.РЗ:кв) — серые, темно-серые, массивные мелкозернистые (0,1—0,3 мм) породы с микропризматической структурой. Они состоят из плагиоклаза (60%), биотита (17%), роговой обманки (3%), кварца (5%), микроклина (2%) и вторичных минералов, представляющих хлоритом, мусковитом, серпентитом и эпидотом. Аксессуарные минералы — сфен, апатит, рудный минерал и ортит.

Спессартиты (стр.РЗ:кв) — это темно-серые и черные массивные порфиритовые породы с призматически зернистой или алло-триморфнозернистой основной массой. Порфиритовые выделения представлены роговой обманкой. Основная масса состоит из плагиоклаза (48—57%), роговой обманки (40%), к которым примешиваются кварц, калиевый полевой шпат и аксессуарные: сфен, апатит и рудный минерал. Из вторичных минералов развиты хлорит, эпидот и серпентин.

Андезиты (стр.РЗ:кв) — зеленовато-черные массивные порфиритовые породы с микродиоритовой структурой основной массы. «Вкрапленники» представлены авгитом. Главные породы образующие минералы — плагиоклаз (52%), авгит (35—37%), вторичные — хлорит, карбонат, серпентин, аксессуарные — рудный минерал.

Андезит-базальты (стр.РЗ:кв) — черные массивные, плотные порфиритовые породы с призматически зернистой основной массой. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, пироксеном и оливином. Основная масса состоит из андезита № 45 (43%), титан-авгита, диопсида (20%), оливина (20%) и биотита (15%). Из вторичных минералов присутствуют карбонат, мусковит, гидроксилы железа, а из аксессуарных — апатит и рудный минерал.

Эссекситы (стр.РЗ:кв) представляют собой черные массивные породы с пойкилитовой или гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из титан-авгита (30%), микроклина (20%), плагиоклаза (10%), баркевикита (13%), эгирин-авгита (10%), нефелина (10%) и оливина (5%). Из вторичных минералов развиты канкринит, томсонит, неолиты, альбит, биотит, карбонаты, содалит и хлорит-серпентин, а из аксессуарных — апатит, рудный минерал и сфен.

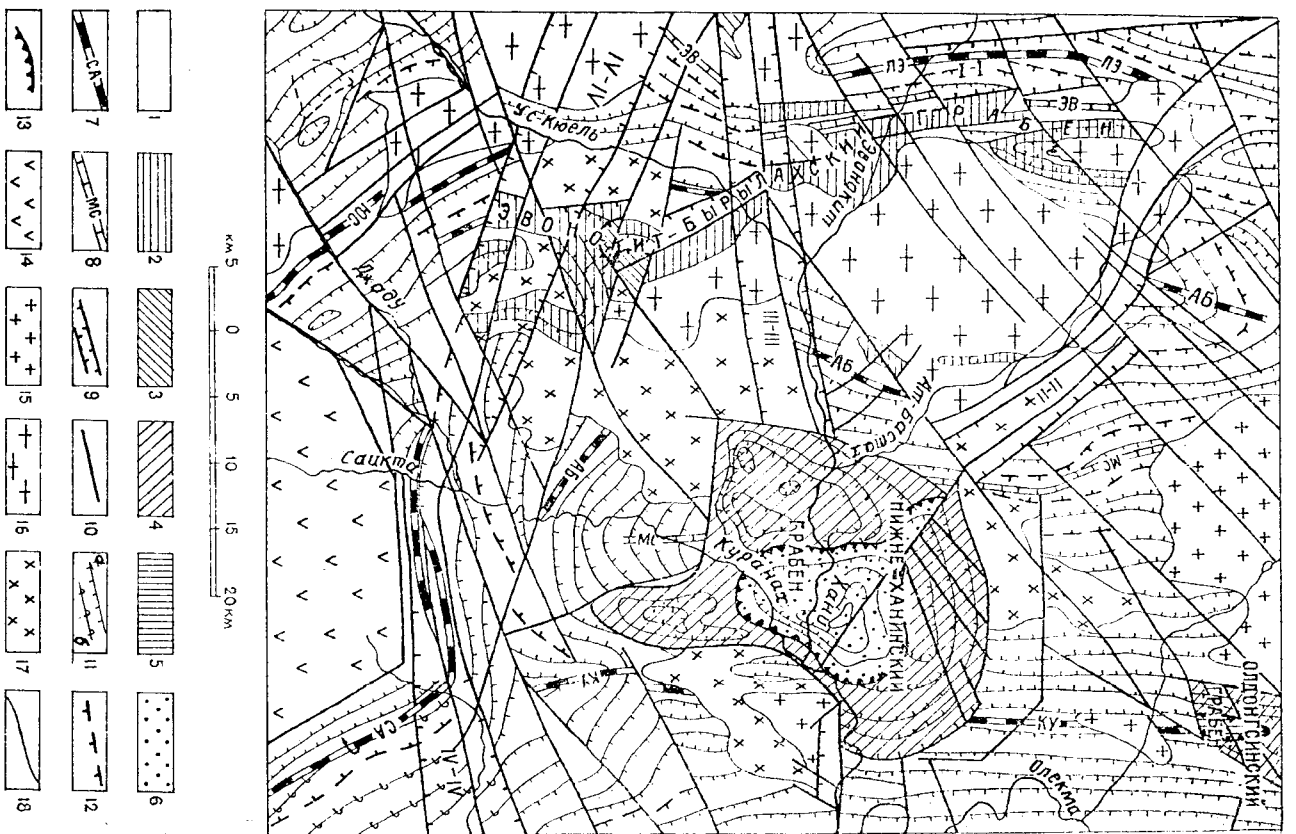


Рис. 3. Тектоническая схема

Структурные ярусы (1-2): 1 — кайнозойский, четвертичные отложения впадин и речных долин; 2 — нижнепротерозойский, верхняя подсерия муйской серии; 3 — нижне-

возраст рассматриваемой группы пород определяется тем, что они ввуг кембрийские гранитоиды конкудеро-мамканского комплекса. Верхняя возрастная граница комплекса в пределах рассматриваемого района не может быть определена, а поэтому эти породы отнесены к раннему палеозою условно. Отнесение к данному комплексу эссекитов, андезито-базальтов и анамезитов не может быть бесспорным, так как аналогичные породы в более южных районах Бурятии связываются с покровами базальтов кайнозойского возраста и относятся к трахибазальтовой формации [2].

ТЕКТОНИКА

Рассматриваемый район, расположенный в юго-восточной части Северо-Байкальского нагорья, относится к протерозойскому подвижному поясу, геосинклинальное развитие которого по современным представлениям завершилось в кембрии [14]. Нижнепалеозойские осадки в пределах района не установлены, но зато широко развиты интрузии, связанные с кембрийским тектоно-магматическим циклом, приведшим к образованию консолидированной области. В кайнозое район под влиянием процессов аркогенеза подвергся омоложению, в результате чего была создана система подгорь и хребтов (рис. 3). В районе наблюдаются два структурных яруса (нижнепротерозойский, кайнозойский) и три интрузивных комплекса раннего палеозоя (бирямьинский, конкудеро-мамканский и кадали-бутунинский).

Нижнепротерозойский структурный ярус

Этот ярус, включающий метаморфические породы верхней подсерии муйской серии, занимает значительную площадь на правобережьях Ковокты и Мукякана. Здесь он образует соотвественно Ковоктинскую синклинали и Мукяканскую антиклиналь, которые сохранились в виде отдельных фрагментов — ксенолитов среди гранитоидов.

Ковоктинская синклинали расположена на правобережье одноименной реки, в ее нижнем течении. Здесь она сохранилась в относительно опущенном блоке, ограниченном северо-восточными (Амгундинским, Ангараканским) и северо-западными (Пере-

палеозойские интрузии, кадали-бутунинский комплекс, дайки основного состава; кембрийские интрузии (4-7), конкудеро-мамканский комплекс (4-6); 4 — гранитоиды третьей фазы; 5 — гранитоиды второй фазы; 6 — гранитоиды первой фазы; 7 — бирямьинский комплекс, табороиды; 8 — разрывные нарушения; а — разломы в кристаллическом обломке; выделены по данным аэрофотолитографической съемки; 9 — разломы, выделены по данным аэрофотолитографической съемки; 10 — трещиноватость в граптолитах; 11 — предопалаево-кайнозойских отложений; 12 — рваный структур; складчатые структуры; К-К — Ковоктинская синклинали; М-М — Мукяканская антиклиналь; разрывные структуры: 1-1 — Чурокский разлом; 11-11 — Верхне-Алгарский разлом; 11-11 — Амгундинский разлом; 11-11 — Ангараканский разлом; 11-11 — Мукяканский разлом; 11-11 — Муйский разлом; 11-11 — Перевальский разлом; 11-11 — Северный разлом

вальным) разломами. Структура со всех сторон нарушена интрузиями и осложнена разломами. Описываемая синклинали представляет собой симметричную структуру, осложненную складками более высокого порядка. Общее простирание пород на крыльях северо-восточное ($35-40^\circ$), углы падения крыльев колеблются от 60 до 80° . Ширина складки около 4 км, длина достигает 11 км. Шарнир синклинали погружается на северо-восток под углом 20° , и вследствие этого на юго-западном протяжении структуры наблюдается ее замыкание.

Муяканская антиклиналь, расположенная на водоразделе Муи и Муякана, сложена, как и предыдущая структура, породами верхней подсерии муиской серии. Целостность этой структуры нарушена разломами и интрузиями. Антиклиналь представляет собой асимметричную, наклоненную на северо-запад структуру, в которой намечается ряд внутренних синклиналей и антиклиналей более высокого порядка. Простирание пород на крыльях изменяется от 25 до 80° .

Падение пород на северо-западном крыле колеблется от 70 до 80° , а на юго-восточном — от 10 до 30° .

Кайназойский * структурный ярус

Этот ярус, залегающий горизонтально, представлен четвертичными отложениями, развитыми в пределах межгорных впадин (Муяканской, Ковоктинской, Верхне-Муиской) и долины крупных рек. Эти впадины и крупные долины представляют собой сравнительно узкие, протяженные и относительно глубокие тектонические рвы в древнем кристаллическом фундаменте, которые обуславливают резкую своеобразную контрастность новейших структурных форм. Впадины на глубину не изучены.

Муяканская впадина, являющаяся ответвлением крупной Муиской впадины, вытянута в северо-восточном направлении от юго-западной части площади листа О-49-XXXXVI до восточной на расстоянии более 60 км и уходит далеко за пределы рассматриваемого района. Ширина впадины колеблется от 3 до 8 км. Строение впадины асимметричное. Ее юго-восточный склон, ограниченный крупным Муяканским разломом, возвышается над поверхностью впадины крутым уступом, высота которого достигает $1000-1200$ м. Северо-западный борт впадины имеет совершенно другой характер. Здесь со стороны Северо-Муиского хребта кристаллическое основание погружается под осадки впадины более плавно, чем со стороны Муяканского хребта. Поэтому здесь рыхлые отложения «заходят» в пределы Северо-Муиского хребта отдельными «заливами» неправильной формы. Впадина буровыми и наземными геофизическими работами не изучалась, поэтому судить о ее внутреннем строении доволь-

но трудно. Исходя из общих геоморфических, аэроматричных данных и структурных особенностей геологических границ впадины, можно предположить, что мощность четвертичных отложений во впадине не менее 250 м.

Ковоктинская впадина, охватывающая бассейн верхнего течения одноименной реки, расположена в пределах Северо-Муиского хребта и отделена от Муяканской впадины горной перемычкой. Ковоктинская впадина выложена четвертичными отложениями и имеет симметричное строение. Образование впадины тесно связано с опусканием кристаллических пород в зоне Ангараканской разрывной структуры северо-восточного простирания. Длина впадины около 20 км, максимальная ширина $7,5$ км. На глубину впадина не изучалась. Исходя из общих геолого-геофизических данных, можно предположить, что мощность четвертичных отложений во впадине около 50 м.

Верхне-Муиская впадина на рассматриваемой территории представлена только своим северо-восточным окончанием длиной около 3 км при ширине до 1 км. За пределами листа О-49-XXXXVI в юго-западном направлении Верхне-Муиская впадина прослеживается на расстоянии более 80 км при ширине до 15 км. Контуры впадины имеют в плане неправильную конфигурацию с многочисленными «заливами» рыхлых отложений вдоль обих бортов. Внутри впадины отмечаются выступы кристаллического фундамента в виде отдельных блоков, которые, по мнению Н. А. Флоренцова [34], отстали в опускании на фоне общего погружения. Внутренняя структура впадины и ее глубина не изучались.

Разрывные нарушения

На территории выделяются три системы разрывных нарушений. Из них разломы северо-восточного простирания являются наиболее широко распространенными и крупными. Разломы северо-западного и субширотного простирания проявлены слабее, и их роль в структуре и морфологии района менее значительна. Определенне возраста разломов и амплитуды перемещения по ним затруднено тем, что большая их часть приходится по однородным интрузивным породам и неоднократно подновлялась в последующее геологическое время. Причем наряду с активизацией более древних нарушений возникли новые разрывные и новые более молодые. В настоящее время район представляет собой целую систему тектонических блоков. Ниже приводятся описание ближайших зон нарушений.

Амгиндинский разлом прослеживается в северо-восточном направлении от бассейна Ковокты до верховьев одноименной реки на расстоянии более 65 км. Он имеет очень сложное строение и состоит из нескольких близких разрывных структур и сопряженных с ним более мелких разломов. На северо-востоке,

* Неогеновые отложения не установлены.

в верховье р. Амнунды, и в своей центральной части разлом расщепляется на несколько нарушений, ослабленные зоны которых впоследствии были использованы крупным правым притоком р. Ангаракана, в пределах которого основная часть этого нарушения скрыта под четвертичными отложениями.

Северо-восточная и центральная части разлома картируются по сильно катаклазированным и эпидотизированным породам с зеркалами скольжения. Юго-западнее, на правобережье р. Ангаркана, в зоне разлома наблюдаются сильно мионитизированные гранитоиды. В бассейне р. Ковокты, где фиксируется юго-восточное окончание этого разлома, динамометаморфизованные породы представлены брекчиями с густой сетью «прожилков» (от 1 мм до 7—10 см) псевдотахилитов. Мощность зоны катаклазированных пород около 1000 м. Этот разлом, большая часть которого выражена в рельефе участками современных долин рек, имеет в плане слабоволнистую линию; плоскость его сместителя падает на северо-запад под углом, близким к вертикальному.

Амнундинский разлом четко выражен в структуре магнитного поля резкой, прямолинейной границей, обусловленной сменной пологителных и отрицательных значений ДТ, а также линейной формой изолиний и вытянутостью контуров локальных повышений ДТ. Оперяющие структуры этого разлома фиксируются разворотом осей локальных аномалий.

Ангараканский разлом прослеживается от верховьев Ковокты до верховьев Амнунды в северо-восточном направлении (на расстоянии около 60 км), проходя вдоль бортов одноименной реки. На северо-востоке разлом под острым углом соединяется с Амнундинским нарушением, а на юго-западе перекрывается рыхлыми отложениями кайнозоя Ковоктинской впадины. Этот разлом, хорошо дешифрируемый на аэрофотоснимках, состоит из серии субпараллельных сбlijженных нарушений и сопряженных с ними более мелких дизъюнктивов.

Описываемая разрывная структура картируется по сильно катаклазированным, обожренным породам, которые сопровождаются процессами окварцевания, эпидотизации и зеркалами скольжения. Максимальная мощность зоны деформированных пород около 800 м. Падение плоскости сместителя, судя по элементам залегания трещиноватости в гранитоидах, юго-восточное, крутое. Ангараканский разлом, так же как и описанный выше Амнундинский, отчетливо выражен в структуре магнитного поля.

Верхне-Ангарский разлом, сопровождаемый оперяющими структурами субширотного простирания, прослеживается в северо-восточном направлении на расстоянии 50 км вдоль бортов одноименной реки. Описываемое нарушение постепенно затухает на северо-востоке (волопаздел Верхн. Ангары и лев. Мамакана), а в юго-западном направлении перекрывается четвертич-

ными отложениями долины р. Верх. Ангары. В сфере влияния разлома возле западной рамки листа О-49-XXXXVI расположен горячий источник («Новый»), воды которого, по расчетам С. В. Лысака [8], формируются на глубине около 1600 м. Разлом устанавливается по зоне интенсивно трещиноватых, катаклазированных и мионитизированных пород, сопровождающих эпидотизацией и зеркалами скольжения.

С данным разломом связаны новейшие тектонические нарушения. Они хорошо выражены вдоль бортов долины р. Верх. Ангары уступами (до 15 м), которые обуславливают наличие волнопадов в приустьевой части боковых притоков этой реки. Мощность полосы деформированных пород изменяется от 0,5 до 1,4 км. Плоскость сместителя этого разлома, имеющая в плане слегка волнистую извилистую линию, круто падает на северо-запад.

В пределах оперяющих структур Верхне-Ангарского разлома нередко наблюдаются окварцованные породы с вкрапленностью пирита и реже флюорита. В сфере влияния данного разлома (почти на всем его протяжении) и отчасти Амнундинского нарушения гранитоиды характеризуются сланцеватой текстурой с наделением на северо-запад под углами 30—75°.

По данным магнитной съемки, разлом трансформируется пологителным линейно-вытянутым преимущественно спокойным подем, а оперяющие его структуры — линейной формой изолиний ДТ.

Выраженность разлома в рельефе, приуроченность к нему источника горячих вод, невыработанный продолжительный профиль ручьев, дренирующих склоны долины р. Верхн. Ангары — все это свидетельствует о молодом возрасте и глубинности этого нарушения. О формировании разлома в более древнее время опережденных данных нет.

Чурокский разлом протягивается в северо-восточном направлении вдоль долины одноименной реки и фиксируется спокойным пологителным магнитным подем. Он состоит из нескольких сбlijженных параллельных нарушений и сопряженных с ними оперяющих структур различной ориентировки. Влоковые движения по разломам северо-восточного направления разбили бортовые части долины на несколько ступеней, хаарактеризующихся выположенным и слабо расчлененным рельефом. Блоковое строение склонов обусловлено образованием волнопадов в боковых притоках р. Чуро. Разлом картируется по сильно трещиноватым, катаклазированным гранитам, которые интенсивно эпидотизированы и сопровождаются зеркалами скольжения. Мощность катаклазированных пород отдельных дизъюнктивов колеблется от 10—30 до 250 м. Плоскость сместителя Чурокского разлома круто (80—85°) падает на юго-запад.

В гранитоидах, развитых в бассейнах Верх. Ангары и Чуро, наблюдаются ярко выраженные протяженные (50—150 м)

Вертикальные тектонические трещины, придающие породам характерную плитообазную отдельность. Мощность отдельных блоков колеблется от 20—25 см до 2—10 м. Указанная трещиноватость, имеющая ту же ориентировку, что и описанные выше разломы (Чурокский, Верхне-Ангарский и Амнудлинский), тесно связана с разрывной тектоникой северо-восточного простирания.

Муяканский разлом прослеживается вдоль юго-восточного борта одноименной впадины на расстоянии более 50 км и выходит далеко за пределы района. Этот разлом, резко отделивший Муяканский хребет от впадины, сопровождается на северо-востоке слабо выраженной гравитационной ступенью, а на юго-западе — разворотом изоморфал силы тяжести. В магнитном поле разлом не проявлен. К юго-востоку от разлома находится область интенсивного поднятия и денудации, а к северо-западу — область опускания, выполненная осадками кайнозоя.

Судя по градиенту изменения высот северо-западного склона Муяканского хребта, по которому проходит разлом, амплитуда смещения блоков за кайнозойское время составляет не менее 1000—1500 м. Это нарушение картируется, начиная с северо-востока, по интенсивно катаклазированным породам, сменяющимся к юго-западу зоной милонитизации. Мощность деформированных пород изменяется от 100 м на северо-востоке до 300 м на юго-западе. Плоскость сместителя падает на северо-запад под углом 70—80°. К рассматриваемому разлому и к сопряженным с ним более мелким разрывам приурочен пилховой орог рассейния висмутовых минералов, а также вулканичность флюорита и повышенная радиоактивность.

Муиский разлом прослежен на расстоянии 13 км вдоль юго-восточной окраины Муяканского хребта и выходит за пределы района. Он отделяет Верхне-Муискую впадину от Муяканского хребта и устанавливается по зоне катаклазированных пород мощностью до 100 м. В юго-западном направлении деформированные породы перекрыты четвертичными отложениями, в которых над разломом фиксируются седловины шириной 50—100 м.

Среди северо-западных и субширотных разломов наиболее значительными являются Перевальный и Северный разломы.

Перевальный разлом установлен в пределах Северо-Муиского хребта между Верхне-Ангарской и Муяканской разрывными структурами. Он пересекается разрывами северо-восточного направления и почти на всем протяжении перекрыт четвертичными отложениями. Нарушение хорошо выражено в рельефе в виде сквозной тектонической долины, а по данным магнитной съемки фиксируется сменой спокойных магнитных полей возмущенными, граница между которыми несколько сдвинута к юго-западу относительно линии разлома. В зоне разлома граниты катаклазированы и эпидотизированы. На юго-востоке к разло-

му приурочены два источника горячих вод, формирующихся на глубинах около 1600 м [8].

Северный разлом протягивается в широтном направлении в верховьях Чуро и Верх. Ангары, выходя за пределы района. Данное нарушение является частью одного из глубинных внутриаггисинклинальных разломов, которые выделяются Л. И. Садопом [14] в пределах Байкальской горной области. Разлом хорошо выражен на фотоснимках тектоническими седловинами и устанавливается по зоне интенсивно катаклазированных и эпидотизированных пород конклюдеро-мамаканского комплекса. Катаклазированные породы, видимо, первоначально были припирываны, а затем в результате вторичных процессов в них появились гидроокислы железа, вследствие чего зона отчетливо картируется по ржаво-бурому цвету пород. Мощность деформированных пород колеблется от 400 до 700 м.

По данным гравиметровой съемки, рассматриваемый район расположен в пределах северо-восточной части Баргузинского минимума силы тяжести, обусловленного гранитоидами и протибом земной коры [29]. Причем наименьшие значения силы тяжести приурочены к гранитоидам второй фазы эродированной части батолита на междуречье Верх. Ангары — Ангаракана — Амнудлы — Муякана. На остатальной части территории, опоясывающей первую с юга, запада и северо-запада, наблюдаются наибольшие значения силы тяжести. Здесь вскрывается менее эродированная часть батолита, представляющая более мелкозернистыми, чем в первом случае, гранитоидами второй и третьей фаз конклюдеро-мамаканского комплекса, среди которых фиксируются ксенолиты более древних метаморфических и интрузивных пород.

Магнитное поле рассматриваемой территории более дифференцированное, чем гравитационное и характеризуется положительными и отрицательными значениями ΔT . Особенно отчетливо контурами положительных значений ΔT (до 3400 гамм) выделяются габброиды бирамынского комплекса, расположенные на левобережье р. Чуро. Отрицательные значения ΔT фиксируются над гранитоидами второй фазы конклюдеро-мамаканского комплекса, слагающим преимущественно наиболее эродированную часть батолита на водоразделе Ангаракана — Муякана — Амнудлы и на правобережье верхнего течения Муякана. Над остатальной частью территории, сложеной пестрыми по петрографическому составу породами различных фаз конклюдеро-мамаканского комплекса и ксенолитами метаморфических пород, фиксируются преимущественно положительные значения ΔT (до 600 гамм).

Складчатые структуры характеризуются таким же магнитным полем, как и гранитоиды [36, 37] и не находят отражения на гравиметровой карте вследствие их незначительного распро-

странения на глубину в гранитный субстрат [29]. Из разрывных структур особенно хорошо выражены в магнитном поле Амундинский и Ангараканский разломы и в меньшей степени другие. Муяканский разлом в магнитном поле не проявлен. Таким образом, магнитное поле района, в целом отвечающее гравитационному, находится в зависимости от состава пород, а также от тектонического положения и глубины формирования гранитоидов.

В истории геологического развития района, исходя из анализа геологических формаций и тектонических структур, фиксируются следующие этапы: раннепротерозойский, раннепалеозойский и кайнозойский.

В раннепротерозойский этап район, являясь частью мобильного пояса Байкальской геосинклинали [14, 16], испытывал прогибание, которое сопровождалось седиментацией терригенного и в небольших количествах карбонатного материала, наряду с незначительным излиянием лав. В результате складчатых структур северо-восточного простирания. На месте прогиба, частью которого является описываемая территория, формируется Байкало-Витимское геосинклинальное поднятие [14].

О дальнейшей протерозойской истории геологического развития района судить довольно трудно, так как образование среднего и верхнего протерозоя на территории не установлены. Можно только предположить, что район являлся частью приподнятой области.

О раннепалеозойской истории геологического развития района можно судить также только предположительно, поскольку соответствующие отложения в районе не установлены, но зато широко развиты интрузивные породы раннепалеозойского тектономагматического цикла.

В начале раннепалеозойского этапа развития, по данным Л. И. Сапога [14], территория северной части района входила в состав Байкало-Витимского поднятия, в области которого развился межгорный впадинный, а южной — в состав Верхне-Витимской остаточной геосинклинали. На описываемой площади, так же как и в некоторых других районах Бурятии, осадки нижнего палеозоя не установлены. Здесь даже породы протерозоя, не говоря уже о толщах кембрия (если они отлагались), подверглись глубокой денудации, вскрывшей огромные поля кембрийских интрузивных тел. В наиболее ранний этап произошло внедрение габброидов бирамынского комплекса, а позднее, в период активизации тектонических движений, формируются в три фазы батолит конкурдо-мамаканского комплекса. Гранитный магматизм, вызвавший дальнейшую частичную переработку и поглощение докембрийских структур, привел к окончательной стабилизации района. Впоследствии гранитоиды батолита, будучи уже консолидированными, подверглись разрывной дефор-

мации. В заключительный этап близ разломов и их оперяющих структур произошло внедрение дайковых тел кадали-бутунинского комплекса. В последующее палеозойское время район входит в область преимущественно размыта.

Мезозойская эра характеризуется активизацией тектонических движений, с которыми связаны дифференцированные и неоднородные поднятия довольно крупных блоков Байкальской горной области, куда входит и район исследованный [12].

В кайнозойский этап развития район, согласно исследованиям Н. А. Флоренсова [16], был охвачен крупным Саяно-Байкальским (неоген-четвертичным) сводовым поднятием. В области свода с неотектоническими движениями связано образование континентальных приразломных и надразломных структур — впадин байкальского типа, три из которых — Муяканская, Ковоктинская и частично Верхне-Муякская представляются на территории рассматриваемого района. Все они выполнены четвертичной молиссоидной формацией, характерной для рифтового (байкальского) этапа. Судить о доортогенном этапе, в течение которого в других впадинах формировались плоские добайкальские прогибы с накоплением в них неогеновых осадков, на территории листа определенных данных нет. Разломы, которые, по выражению Н. А. Флоренсова [15], своими морфологическими эффектами затмили стадию пластического коробления фундамента, играют ведущую роль в новейшей структуре района и рассматриваются им как производные от далекого зашедшего сводового нагибания субстрата [16].

Об активности современных тектонических движений можно судить по сильно расчлененному торному рельефу, интенсивности вреза современных рек в троговые долины (верховье р. Ангаракана), тектоническим рвам в четвертичных отложениях (среднее течение р. Ковокты) и повышенной сейсмичности района. В июне 1957 г. в пределах Муякской впадины, расположенной несколько восточнее от площади листа (более 80 км), произошло крупное десятибалльное Муякское землетрясение, эпицентра очага которого определяется в 20 км. Это землетрясение привело к образованию тромалдных обвалов и зияющих трещин, протяженностью в несколько сотен метров и шириной до 50 м [31].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На территории листа развит рельеф складчато-блоковых гор (область поднятия и современного эрозийного вреза) и аккумулятивный рельеф межгорных впадин и речных долин (рис. 4).

Рельеф складчато-блоковых гор по характеру главных рельефообразующих факторов и морфологическим признакам разделяется на четыре морфотетических типа: 1 — высокогорный эрозийно-экзарационный рельеф; 2 — высокогорный денудационно-эрозийный рельеф; 3 — высокогорный эрозийно-денуда-

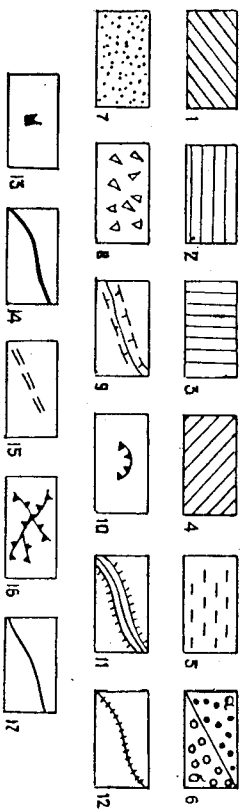


Рис. 4. Геоморфологическая схема

Рельеф складчато-блоковых гор (1—5): 1 — высокогорный эрозивно-экаррационный рельеф; 2 — высокогорный денудационно-эрозивный рельеф; 3 — высокогорный эрозивно-денудационный рельеф; 4 — среднегоорный эрозивно-денудационный рельеф; 5 — пологохолмистая равнина (нижнегорные аллювиальные и водно-ледниковые отложения); аккумулятивный рельеф межгорных впадин и речных долин (6—8); 6 — приполюсный рельеф; 7 — среднегорный рельеф; 8 — водно-ледниковые отложения; 9 — предгорная наклонная равнина (средне-высокие долины (современные отложения)); 10 — предгорная наклонная равнина (средне-высокие долины (современные отложения)); 11 — аккумулятивные участки (цифрами указаны участки долин); 12 — денудационные останцы выветривания; 13 — денудационные останцы выветривания; 14 — раскаты; 15 — сейсмические впадины; 16 — оси хребтов; 17 — границы морфостетических областей рельефа: впадины: Ковкотинская (I), Муиканская (II), Верхне-Муиканская (III).

инонный рельеф: 4 — среднегоорный эрозивно-денудационный рельеф.

Высокогорный эрозивно-экаррационный рельеф, в котором преобладают ледниковые формы, широко развит в Верхне-Антарском, Делтон-Уранском, Северо-Муиканском и отчасти Муиканском хребтах. Этот рельеф характеризуется наибольшими гипсометрическими отметками (2100—2542 м), сильной расчлененностью, резкой контрастностью и альпийскими обликком. Расстояние между линиями водоразделов и ближайшими тальвегами составляет от 400 до 1400 м. Относительные превышения водоразделов над днами долин достигают 900—1300 м. Здесь преобладают преимущественно узкие, теребневидные, пилообразные водоразделы с отдельными пирамидальными вершинами — карлингами, которые возвышаются над соседними седловинами до 300—400 м. Склоны водоразделов прямые или слабоогнутые и почти повсеместно осложнены эрозивными рытвинами и скальными останцами. Крутизна склонов в верхней части достигает 70—80, реже 90°, а в нижней выглаживается до 25° за счет обвально-осыпных процессов. Широко развиты кары, цирки, троговые долины и ригели.

Днища каров, как правило, заняты озерами, а днища троговых долин обычно сложены коренными кристаллическими породами или выложены мореной. Диаметр каров в верхней части колеблется от 800 до 2500 м, а глубина их составляет 400—800 м. Ступенчатое расположение днищ каров, абсолютные отметки которых колеблются от 1400 до 1800 м, обусловлено неотектоническими движениями и колебаниями снеговой линии. Превышения между днищами каров выражаются от первых десятков до 200 м.

Троговые долины боковых притоков, имеющие длину от 3—4 до 15 км, подвешены над днищами основных долин на высоту 200—500 м. Поперечный профиль долин корытообразный. В днища трогов часто интенсивно «врезаны» (до 15 м) современные узкие русла (особенно в их устьях), обуславливая U-образные, каньонообразные участки долин (притоки р. Верх. Антары и др.). Продолжный профиль долин крутой (0,1—0,15),

невыработанный, ступенчатый, изобилует водопадами (рр. Чу-ро, Лев. Мамакан, боковые притоки р. Верх. Ангары) или плавный (р. Амунда) с общим уклоном в пределах 0,01—0,03. Гидрографическая сеть разветвленная и густая. Маломощный аллювий, представляющий собой перекатываемые ледниковые образования, наблюдаются спорядически в виде I надпойменной террасы, вложенной в ледниковые отложения.

Основными генетическими поверхностями в данном типе рельефа являются субгоризонтальные ледниковые (экзарационные и аккумулятивные) и наклонные денудационно-экзарационные поверхности. Вдоль зон разрывных нарушений фиксируются поверхности, предопределенные разломами. Все эти поверхности в настоящее время, подвергаясь водной эрозии, или процессами физического выветривания и гравитационного сноса, начинают утрачивать свой первоначальный облик.

Высокогорный денудационно-эрозийный рельеф охватывает большую часть северного склона Муяканского хребта. Этот тип рельефа отличается от вышеописанного отсутствием ледниковых форм и более низким гипсометрическим положением. Абсолютные отметки водоразделов изменяются от 1500 до 2349 м. Относительные превышения водоразделов над днищами долин составляют 600—800 м. Здесь наблюдаются как острогребневидные, кустообразные, так и более сложенные водоразделы. Склоны хребтов крутые (40—75°), часто осложнены эрозийными промоинами и скальными обрывами. Склоны острогребневидных водоразделов в верхней части имеют слабоогнутый профиль, а в нижней — прямой, обусловленный обвально-осыпными процессами. Склоны сложенных водоразделов, на которых широко развиты курумы, имеют слабовыпуклый профиль.

Гидрографическая сеть района разветвленная и густая. Вследствие эрозийного вреза интенсивно увеличивается по направлению к устьям рек, где достигает 150—200 м. Поперечный профиль эрозийных долин здесь V-образный, а продольный — крутой (0,15—0,25), реже ступенчатый.

Основные генетические поверхности — это склоновые поверхности, созданные морозным выветриванием и в меньшей мере — обвально-осыпными процессами. Вдоль Муяканского дназривания наблюдаются склоновые поверхности, предопределенные разломами.

Высокогорный эрозийно-денудационный рельеф занимает юго-восточный склон Муяканского хребта и в отличие от предыдущего типа рельефа характеризуется отнесительно более редкой гидрографической сетью. Абсолютные отметки высот колеблются от 1900 до 2261 м, а днища долин — от 1200 до 1800 м. Глубина относительного расчленения в среднем составляет 400—700 м.

На водоразделах и вершинах процессы морозного выветривания и солифлюксии формируют местами поверхности голыцового выравнивания (площадью до 1 км²) и крупнолыбовые россыли. Абсолютные отметки таких выравниваний участков изменяются от 1900 до 2100 м.

Склоны, крутизна которых колеблется от 25 до 70°, имеют прямой профиль и покрыты курумами с единичными останцами. Продолжный профиль долин крутой, невыработанный. Реки текут в узких V-образных долинах, которые в верхней части резко расширяются. Аллювий маломощный и наблюдается спорадически.

Основные генетические поверхности в данном типе рельефа созданы эрозийно-денудационными процессами.

Среднегорный эрозийно-денудационный рельеф приурочен к предгорьям Северо-Муяканского, Делю-Уранского и отчасти Южно-Муяканского хребтов, образуя переходный от высокогорного рельефа. Этот тип рельефа, являясь переходным от высокогорного к рельефу межгорных впадин, характеризуется более сложенными мягкими формами. Абсолютные отметки водоразделов изменяются от 1200 до 1859 м. Относительные превышения 500—800 м. Водоразделы плавно переходят в склоны, крутизна которых достигает 25—45°.

На склонах и водоразделах наряду с широко развитыми денудационными останцами местами наблюдаются выровненные поверхности, на которых фиксируются древнечетвертичные аллювиальные и водно-ледниковые отложения (левобережье р. Муякана). Продольный профиль долин прямой с уклонами 0,05—0,10, а поперечный V-образный. Русла рек почти лишены аллювия.

Основные генетические склоновые поверхности — эрозийно-денудационные и поверхности, предопределенные разрывными структурами.

Аккумулятивный рельеф межгорных впадин и речных долин представлен тремя морфогенетическими типами: 1 — грядово-холмистым рельефом; 2 — аллювиальными слабоовальными равнинами; 3 — предгорными наклонными равнинами.

Грядово-холмистый рельеф развит в Муяканской, Ковоктинской впадинах, а также в долинах рек Чууро, Верх. Ангары и Ангракана. Этот тип рельефа обусловлен ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, образующими хорошо выраженные конечно-моренные гряды, холмы и увалы, раздельные западинами. Последние обычно заняты разнообразными озерами. Некоторая часть озер соединена между собой протоками. Глубина относительного расчленения в среднем равна 60—120 м.

Данный рельеф интенсивно расчленяется эрозийной деятельностью современных рек, которые, врезаясь в ледниковые

отложения, формируют I надпойменную террасу высотой 1—1,5 м. Уклон русел рек составляет до 20 м на 1 пог. км. Скорость течения воды 1,5 м/с.

Абсолютные слабоволнистые равнины выделены в Муяканской, Верхне-Муйской впадинах, а также в долине р. Верх. Ангары. Они представляют собой нерасчлененную почти горизонтальную, слабоволнистую залесенную, местами заболоченную поверхность пойм и речных террас с мелкими озерами и старицами. Террасы наблюдаются повсеместно, высота их по р. Муякану составляет 1,5—2, 19; 180 м, по долине р. Муи — 3,5 и 8 м, а — Верх. Ангары — 1—1,5 м. Ширина террас достигает 3 км (рр. Муя, Муякан).

Абсолютные отметки поверхности равнин составляют в Муяканской впадине 608—620 м, Верхне-Муйской 690—697 м, долине р. Верх. Ангары 642—710 м. Крупные реки, врезанные в рыхлые отложения на глубину до 5—13 м, часто меандрируют; уклоны их русел составляют 0,8—4,5 м на 1 пог. км. Скорость течения воды равна 0,8—1,2 м/с.

Предгорные наклонные равнины наблюдаются вдоль бортов Муяканской, Верхне-Муйской впадин и долин Верх. Ангары и Ангаракана. Абсолютные отметки поверхности этих равнин колеблются: в Муяканской впадине от 610 до 800 м, Верхне-Муйской — от 690 до 700 м, на междуречье Ковокты и Муякана — от 1300 до 1400 м, в долинах Верх. Ангары и Ангаракана от 730 до 780 м. Относительные превышения достигают 60 м.

Предгорные равнины сложены преимущественно продолговатыми отложениями. Поверхность равнин неровная, волнистая, изрезана долинами крупных ручьев. Величина вреза ручьев около 60 м.

Схема развития рельефа. Современный геоморфологический облик рассматриваемого района является результатом главным образом кайнозойских тектонических движений. По мнению многих исследователей, исходная поверхность денудации, на которой формировался современный рельеф, представляла собой приподнятую слабо расчлененную донореновую равнину. Рельеф этой поверхности с корой выветривания, сформированшейся в течение мега и палеогена [7], установленный юго-западнее рассматриваемого района в основании мощной толщи кайнозойских отложений Баргузинской впадины.

Тектоническая активизация, начавшаяся, по мнению большинства исследователей, в конце палеогена или в начале неогена вызвала световое искривление исходной поверхности (дворогенный этап) и расчленение ее затем на блоки вдоль разломов (байкальский рифтогенный этап). В связи с указанными дифференцированными блоковыми движениями большая часть района была приподнята на значительную высоту и являлась объектом интенсивного расчленения. Возникли хребты и впадины.

Эпими движениями древняя поверхность выравнивания была в одном случае приподнята и уничтожена денудацией, а в другом — погружена под мощный рыхлый чехол кайнозойских впадин. Таким образом, хребты с момента поднятия подвергались интенсивному эрозийному расчленению и неодонократному оледенению, а впадины становятся областью накопления плейстоценовых отложений.

На территории в самом начале плейстоцена в хребтах происходит интенсивный эрозийный врез, а во впадинах — накопление толщ речных рыхлых отложений. Такие осадки слагают нижнюю и среднюю части 180-метровой террасы, фрагмент которой сохранился на левобережье среднего течения р. Муякана. В период максимального поднятия развилось наиболее мощное оледенение, которое, по-видимому, было полупокровным. Следы деятельности этой первой эпохи оледенения, вызвавшей дальнейшее расчленение рельефа, сохранились в виде разрушенных трогов (верховье р. Верх. Ангары), моренных и водно-ледниковых отложений в пределах средней части Муяканской впадины. По времени это оледенение условно относится к среднему плейстоцену.

В тех участках рельефа, где оледенение не проявилось, вдоль подножия крутых склонов формируются пролювиальные шлейфы. Затем в верхнем плейстоцене происходит дальнейшее расчленение рельефа и формирование долин. В результате мощных тектонических движений, вызвавших поднятие крупных блоков выше снеговой линии, произошло горно-долинное оледенение, которое и придало рельефу резкую контрастность и альпийский облик.

Между эпохами оледенения в районе господствовали только лишь процессы эрозии. Эрозийный врез за этот промежуток времени, судя по современному расположению вложенных трогов в осевой части хребтов, составил 200—300 м. Причем оледенение хребтов и накопление в отрицательных формах рельефа ледниковых, водно-ледниковых отложений протекало одновременно с отложением аллювия и пролювия.

Ледниковые формы рельефа, которые сохранились наиболее полно, представлены цирками, карами, карлингами, троговыми долинами и моренными отложениями. Горно-долинное оледенение охватило наиболее возвышенные части Верхне-Ангарского, Делюн-Уранского, Северо-Муйского и отчасти Муяканского хребтов, со стороны которых сползали ледники вниз вплоть до впадин по уже выработанным долинам. Ледники оттаивали огромную массу обломочного материала в виде конечно-моренных гряд, холмов и увалов. В тех участках рельефа, где оледенение не проявилось, древний рельеф был переработан в результате действия различных процессов денудации. В это время в Муяканской впадине и долине р. Верх. Ангары формируются речные террасы, а вдоль крутых склонов происходит образование

пролювиальных шлейфов. Изменение климатических условий вызвало сокращение и таяние ледника, наступил период эрозонного расчленения, продолжавшийся и по сей день.

В настоящее время рельеф района переживает эпоху активных тектонических дифференцированных поднятий, сопровождающихся эрозийным врезом рек как в осевой части хребтов, так и в пределах впадин. Во впадинах реки размывают ледниковые отложения и формируют современные поймы.

Результатом кайнозойских блоковых движений является образование уступов (до 180 м) в рыхлых отложениях впадин и окончательное оформление антецидентных участков долин крупных рек Ковокты, Ангаракана и др., которые успевают пропилить воздымающиеся на их пути тектонические блоки. Во внутреннем поле впадин отмечаются заболоченные участки, испытывающие местные погружения.

Анализ геоморфологической обстановки показывает, что в рассматриваемом районе, испытываем в кайнозойское время тектонические движения преимущественно положительного знака, не было благоприятных условий для образования россыпных месторождений.

Поисково-разведочные и региональные тематические работы на россыпное золото [20, 27] в смежных районах показали, что богатые россыпи золота были сформированы еще в доледниковый период, на сохранность которых отрицательно сказалось действие ледников. Россыпи современной гидросети, имеющей незначительный период существования, менее перспективны. В рыхлых отложениях рассматриваемого района наблюдаются знаковые содержания следующих рудных минералов: золота, тетрадимита, таленита, молибденита, флюорита, шеелита, марганцевых, висмутовых, тангало-ниобиевых и других минералов, из которых только молибденит, висмутовые и тангало-ниобиевые минералы образуют ореолы рассеяния.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа ко времени проведения геологической съемки м-ба 1 : 200 000 не было известно проявлений полезных ископаемых, за исключением источников термальных вод в бассейнах Верх. Ангары и Муякана [1, 11]. Данные инженерно-геологических изысканий [28] вдоль трассы проектируемой Байкало-Амурской железнодорожной магистральной указывали на то, что здесь могут быть выявлены месторождения строительных материалов.

В результате геологосъемочных работ м-ба 1 : 200 000 [24] на площади листа выявлено шесть шлиховых ореолов рассеяния: один — молибденита, два — тангало-ниобиевых и три — висмутовых минералов.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Молибден

Ковоктинский ореол рассеяния молибденита (П-1-1) выделен на правобережье р. Ковокты по результатам шлихового опробования м-ба 1 : 50 000. Площадь ореола 40 км², содержание молибденита в 23 шлихах (из 50 отобранных здесь) — редкие знаки. В пределах ореола закартированы кристаллические сланцы и гнейсы, а также гранитоиды конхудеро-мамаканского комплекса. Среди всех разновидностей пород установлены небольшие гранитов и ортогекситовых пегматитов, в которых местами наблюдается редкая включенность молибденита в виде чешуек и розеток размером от долей миллиметра до 1 см. Ореол практического интереса не представляет.

Тангала и ниобий

Верхне-Ангарский ореол рассеяния тангало-ниобиевых минералов (1-1-2) выделен на междуречье Чуру и Верх. Ангары по результатам шлихового опробования м-ба 1 : 200 000. Площадь ореола 150 км², содержания тангало-ниобатов в 48 (из 160 отобранных) шлихах весовые, до 4 г/м³. По данным рентгено-структурного анализа, тангало-ниобиевые минералы представлены бетафитом, гачетолитом и поликразом. В пределах ореола распространены гранитоиды конхудеро-мамаканского комплекса, рассеянные многочисленными жилами ортогекситов пегматитов мощностью от 5 до 50 см и протяженностью не более 20 м. Минералогическим анализом протолочек тангало-ниобаты установлены в пегматитах в количестве до 3,5 кг/т; кроме них, в пегматитах в качестве акцессорных присутствуют торит, ортит, цирколит и монацит. Доля пегматитовых жил в объеме гранитоидного плутона невелика (5—10%). Данное проявление признано перспективным.

Ковоктинский ореол рассеяния тангало-ниобиевых минералов (IV-1-1) выделен в верховьях р. Ковокты по результатам шлихового опробования м-ба 1 : 200 000. Площадь ореола 10 км², содержания тангало-ниобатов в шлихах весовые, до 2 г/м³. Данное проявление по геологической обстановке и перспективности аналогично предыдущему.

Висмут

Оранский ореол рассеяния висмутовых минералов (IV-3-1) выделен в бассейнах Орана и Уликера по результатам шлихового опробования м-ба 1 : 200 000. Площадь ореола 180 км², содержания висмутовых минералов в 71 шлихах (из 170 отобранных в пределах ореола) знаковые. Наряду с этими минералами,

в шлихах часто отмечаются молибденит, флюорит, реже марганцевые минералы и в единичных пробах — золото и галенит в редких знаках.

В пределах ореола распространены кристаллические сланцы, гнейсы, метаэффузивы кислого состава и гранитоиды конклюдеро-мамаканского комплекса. Эти образования рассеяны нескопкими разрывными нарушениями, оперяющимися Муяканский разлом. В зонах дробления выявлены отдельные малосудьбинские кварцевые жилы мощностью до 30 см и видимой протяженностью до 5—10 м. Минералогическим анализом 5 протолочек в кварце установлены пирит и халькопирит в редких знаках. По данным спектрального анализа 15 сколков и 5 штучных проб, в кварце фиксируются аномальные содержания свинца (до 0,02%), меди (до 0,03%), молибдена (до 0,15%), висмута (до 0,006%) и сережа — олова (до 0,003%) и серебра (до 0,003%).

По результатам металлогетрического опробования в пределах ореола выделено пять потоков рассеяния: три потока молибдена (0,0003—0,0005%) длиной от 1,5 до 2 км, один — никеля (0,002—0,004%) длиной 4 км и один бария (0,2—0,5%) длиной около 5 км. В единичных пробах фиксируются вольфрам (0,003%) и аномальные содержания меди (0,005%).

Данное проявление заслуживает проведения поисково-оценочных работ на золото; здесь могут быть выявлены кварцевые или малосудьбинские кварцевые золотоносные жилы, известные в аналогичной геологической обстановке юго-восточнее рассматриваемого района.

Ангараканский ореол рассеяния висмутовых минералов (III-1-2) выделен на левобережье одноименной реки по 8 шлихам, в которых, наряду с висмутовыми минералами, присутствуют тетрадимит, молибденит, флюорит, галенит и (в двух шлихах) золото в редких знаках. Площадь ореола около 5 км². По геологической обстановке данное проявление аналогично предыдущему. Здесь также выявлено несколько малосудьбинских кварцевых жил мощностью до 20 см. По данным спектрального анализа 4 штучных проб, в кварце содержатся серебро (0,0003%) и золото (0,0003 г/т). Данный ореол, так же как и предыдущий, имеет поисковое значение на обнаружение золотоносных кварцевых жил.

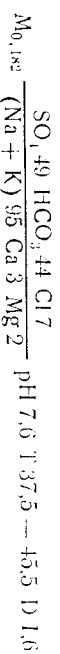
Чурукский ореол рассеяния висмутовых минералов (I-1-1) выделен на правобережье р. Чуру по 11 шлихам со знаковым содержанием минералов висмута. Площадь ореола около 10 км²; в его пределах распространены гранитоиды конклюдеро-мамаканского комплекса и широко проявлена дизъюнктивная тектоника (зона Чурукского разлома). Гранитоиды здесь имеют повышенную трещиноватость, а вдоль разрывов, оперяющихся Чурукский разлом, они сильно катаклазированы и эпидотизированы. Данный ореол практического значения не имеет.

Источники минеральных вод

На площади известны четыре термальных источника, один из которых («Новый») приурочен к Верхне-Ангарской разрывной структуре, а три других — к Перевальному разлому.

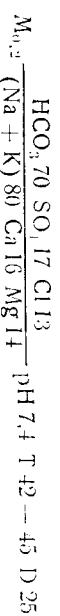
Источник «Новый» (II-1-1) расположен на левобережье р. Верх. Ангары, близ западной рамки листа. Воды выходят на поверхность десятью грифонами в тыльном шве 1 надпойменной террасы реки. Расстояние между крайними грифонами 50 м. Общий дебит источника 1,6 л/с, дебит грифонов от 0,05 до 1 л/с. Температура воды колеблется от 37,5 до 45,5°. Вода прозрачная, бесцветная, без вкуса и запаха.

Химический состав воды отражается следующей формулой:



Это сульфатно-гидрокарбонатная натриевая вода; из микрокомпонентов в ней установлен только фтор в количестве 14 мг/л.

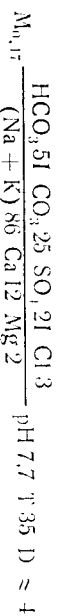
Источник «Дикий» (III-3-1) расположен на левобережье р. Муякана, в 6,5 км северо-западнее устья р. Орана. Воды выходят на поверхность двадцатью грифонами в подложке склона долины, как непосредственно из трещин в скальном уступе, так и из-под глыбовой россыпи катаклазированных гранитов. Расстояние между крайними грифонами 80 м. Общий дебит источника около 25 л/с, дебит отдельных грифонов не превышает 1,5 л/с. Температура воды 42—45°. Вода без цвета, вкуса и запаха. Ее химический состав отражается следующей формулой:



По данным В. А. Албагачевой [1], в воде источника установлены (в мг/л): H₂SiO₃ — 35,1 и фтор — 1,2.

Источник эпизодически используется местным населением в лечебных целях.

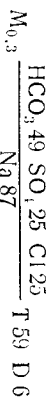
Источник «Перевальный» (III-3-2) расположен в 1,1 км к юго-востоку от предыдущего источника. Воды выходят на поверхность двенадцатью грифонами в подложке склона долины, из-под глыбовой россыпи катаклазированных гранитов. Расстояние между крайними грифонами 40 м. Общий дебит источника около 4 л/с, дебит отдельных грифонов колеблется от 0,1 до 0,5 л/с. Температура воды 35°. Вода без цвета, вкуса и запаха. Ее химический состав отражается следующей формулой:



В воде содержится фтор в количестве 5 мг/л.

Кроме того, по данным В. А. Албагачевой [1], в районе источников «Дикий» и «Перевальный» находится еще один тер-

малый источник. Дебит его около 6 л/с. Температура воды 59°. Вода имеет запах сероводорода и содержит следующие газы (в объемных %): $O_2 - 1$; ($N_2 +$ редкие газы) — 99; $He + Ne - 0,097$; ($Ar + Kr + Xe - 1,608$. Химический состав воды отражается следующей формулой:



Все охарактеризованные источники термальных вод нуждаются в проведении специальных гидрогеологических и бактериологических исследований.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Основными факторами, определяющими формирование и распределение подземных вод, в районе являются особенности геологического и геоморфологического строения территории, а также наличие большого количества тектонических нарушений. Существенное влияние на режим подземных вод оказывает многолетняя мерзлота. Большая (северная) часть территории характеризуется сплошным развитием многолетнемерзлых пород, а меньшая (бассейн Ковокты, Муякана и Муи) охватывает переходную зону от островного к сплошному развитию мерзлоты. Верхняя граница мерзлоты залегает на глубине от 20—30 см (на северных склонах долин) до 5 м (во впадинах), а нижняя — не известна. По данным геофизических работ, мощность мерзлоты в Верхне-Ангарской впадине, расположенной западнее рассматриваемого района, колеблется от 10 до 700 м [19]. Мощность многолетнемерзлых пород в хребтах, судя по данным других исследователей смежных площадей [8], не менее 100—300 м.

В районе в зависимости от характера залегания, циркуляции и связи подземных вод с водовмещающими породами, а также с учетом данных, полученных на других смежных листах [18, 19], можно выделить следующие водноносные комплексы: 1 — водноносный комплекс четвертичных отложений; 2 — водноносный комплекс зоны трещиноватости кристаллических пород горного обрамления впадин и речных долин; 3 — водноносный комплекс зон разломов.

Водноносный комплекс четвертичных отложений развит в межгорных впадинах и речных долинах. Водовмещающими породами служат речные, озерно-болотные, ледниковые, водно-ледниковые и пролювиальные отложения. В районе воды этого комплекса представлены водами, связанными с многолетней мерзлотой, и водами таликов.

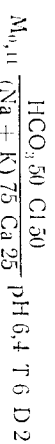
Подземные воды, связанные с многолетней мерзлотой, согласно классификации Н. И. Толстикова, подразделяются на три типа: надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные.

Надмерзлотные воды делятся на верховолду, грунтовые воды криолитозоны, грунтовые воды пойменных террас и подруслового.

Верховолда, приуроченная к сезонно-талому слою, широко развита в пониженных формах рельефа и на широких плоских водоразделах (Муяканский хребет, юго-западная часть Северо-Муяканского хребтов). Мощность верховолды колеблется от 20—30 см (на северных склонах и больших высотах) до 1,5—2 м в пониженных участках. Питание этих вод происходит за счет поверхностных вод и атмосферных осадков.

Грунтовые воды криолитозоны, приуроченные к многолетним таликам, залегают выше местного базиса эрозии под непромерзаемыми озерами в карах и долинах мелких рек. Питание этих вод происходит за счет поверхностных вод.

Грунтовые воды пойменных террас и подрусловые распространены в районе наиболее широко. Выходы этих вод наблюдаются в долинах рек и ручьев. Здесь они вытекают из-под аллювия в виде небольших ручейков (в притоках рек Верх. Ангары, Муякана, Ангаракана, Чура и др.), которые затем могут полностью уходить под аллювий и вновь появляться из-под него ниже по течению в виде источников. Режим этих вод находится в прямой зависимости от количества атмосферных и поверхностных водотоков. Они из источников таких вод расположены в долине р. Лев. Мамакана. Он приурочен к песчано-валунно-галечным отложениям. Воды пресные, прозрачные, без вкуса и запаха. Химический состав воды рассматриваемого источника имеет следующий вид:



Воды рассматриваемых отложений могут служить надежным источником водоснабжения.

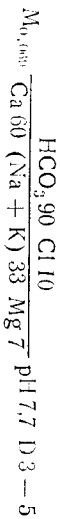
Межмерзлотные и подмерзлотные воды на территории не наблюдались и выделяются по аналогии с водами рыхлых отложений Ципо-Баунтовской и Муяканской впадин, где они установлены горными и буровыми работами. Судя по этим данным, межмерзлотные и подмерзлотные воды можно ожидать в четвертичных отложениях Муяканской и Ковоктинской впадин.

К водам таликов относятся воды зоны аэрации (воды болот, водораздельных пространных, почвенные верховолды), которые практического значения не имеют, и грунтовые воды. Грунтовые воды подразделяются на воды аллювиальных и элювиально-делювиальных отложений.

Воды аллювиальных отложений распространены в пределах Муяканской и Верхне-Муяканской впадин. Глубина залегания зеркала грунтовых вод колеблется от 3—4 (левобережье р. Муи) до 120 м (левый борт Муяканской впадины). Воды безнапорные. Питание водноносного горизонта происходит за счет атмос-

ферных осадков, поверхностных вод и вод других водоносных комплексов из окружающих гидрогеологических (горных) массивов. Разгрузка вод осуществляется поверхностными и подрусловыми стоками.

Источники, питаемые этими водами, отмечаются в обрывах террас Мун, Муякана в виде небольших ручейков с дебитом до 1 л/с. Один из таких источников вод расположен в левом борту р. Муи, в 30 м от ее русла. Здесь в песчаном уступе террасы высотой 4 м наблюдается целый ряд грифонов с общим дебитом 3—5 л/с. Воды слабоминерализованные (0,069 г/л), холодные, пресные, прозрачные, без вкуса и запаха. Химический состав воды имеет следующий вид:

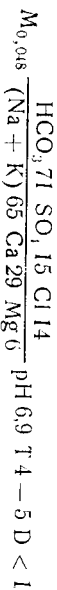


Достаточно большая водообильность аллювиальных отложений позволяет рассматривать эти воды вполне приемлемыми для водоснабжения.

Воды элювиально-делювиальных отложений развиты преимущественно вдоль бортов Ковактинской, Муяканской и Верхне-Муиской впадин. Эти воды, иранской существовавшую роль в питании рек в летнее время, зимой исчезают и не могут служить надежным источником водоснабжения.

Водоносный комплекс зоны трещиноватости кристаллических пород горного обрамления впадин и речных долин широко развит в хребтах, которые представляют собой громадный гидрогеологический массив. Водовмещающими породами служат трещиноватые скальные породы, представленные преимущественно гранитоидами и в незначительной степени метаморфизованными породами.

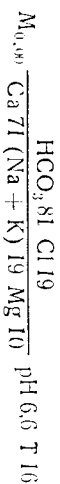
Подземные воды в зависимости от трещиноватости коренных пород, мощность которых не установлена, залегают на различных глубинах. Питание этих вод происходит за счет фильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. Разгрузка вод зоны трещиноватости коренных пород происходит в карах, речных долинах и зонах разломов в виде нисходящих небольших ручейков. В левом борту р. Муякана, в 10 км ниже устья р. Орана, воды описываемого комплекса выходят в подножье склона из-под делювия гранитоидов в виде источника с дебитом менее 1 л/с. Воды слабоминерализованные (0,048 г/л), прозрачные, без вкуса и запаха. Температура воды 4—5°. Химический состав воды следующий:



Водоносный комплекс зон разломов, гидравлически тесно связанный с водами вмещающих пород, развит вдоль крупных северо-восточных и северо-западных разрывных структур. На

площади листа среди вод этого комплекса наблюдаются холодные и термальные. Источники холодных вод установлены вдоль Муяканского, Ангараканского и других разломов. Воды бесцветные, прозрачные, редко с запахом сероводорода. Тип родников нисходящий, дебит, определяемый визуально, не превышает 0,4 л/с. Температура воды не превышает 15—16°.

На левобережье Муякана, ниже устья Орана в 0,8 и 6 км, воды описываемого комплекса выходят в подножье Северо-Муиского хребта в виде нескольких небольших источников, приуроченных к гранитоидам конклюдеро-мамаканского комплекса. Химический состав вод одного из этих источников, имущего слабый запах сероводорода, следующий:



К термальным водам относятся воды минеральных источников («Новый», «Дикий» и «Перевальный»), описанные в главе «Полезные ископаемые». Химический состав вод горячих источников, в отличие от вод других типов, характеризуется тем или иным содержанием сульфатов, что, вероятно, объясняется сульфидной минерализацией вдоль разломов.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа, исходя из установленных геологических факторов, разделена нами на четыре категории тектонических элементов, имеющих различные перспективы в отношении полезных ископаемых (табл. 6).

Кайнозойский структурный ярус. Из отложений танного яруса промышленное значение могут иметь лишь песчано-гравийные смеси и пески, установленные в долинах Муякана и Верх. Ангары. Пески, развитые в долине Муякана, возле восточной рамки листа, имеют модуль крупности 3,44% и пригодны после отсева пылеватых частиц для получения бетона и балласта II сорта [28]. Проведенные геологоразведочных работ для определения промышленных запасов этих строительных материалов целесообразно в связи со строительством Байкало-Амурской железной дороги.

Провесы кровли и зоны эндоконтакта батолита. На площади листа проявления гидротермальной деятельности закартированы в немногих местах, и в большинстве случаев они приурочены к провесам кровли. Это кварцевые прожилки и жилы (мощностью до 0,2—0,3 м), нередко содержащие гнездовые скопления пирита и чешуйки молібденита. По результатам спектрофотометрического анализа небольшого числа (несколько десятков) сколков и штучных проб, кварца слабо золотоносный (до 0,0003 г/т золота). Кроме того, пиритизация (в виде мелкой редкой вкрапленности ксенобластов) зафик-

Таблица 6

Тектонические элементы	Площадь, км ² %	Известные проявления полезных ископаемых	Могут быть выявлены месторождения	Субъективная мера вероятности* выявления месторождений	
				Перечисленных полезных ископаемых	Других полезных ископаемых
Кайнозойский структурный ярус, отложения речных долин и межгорных впадин	420 9	—	Песчано-гравийных смесей и песков	0,99	0,05
Провесы кровли и зоны эндоконтакта батолита	500 11	Шлиховые ореолы рассеяния висмутовых минералов и молибдена	Золота	0,40	0,10
Глубинные (ядерные) части батолита	3680 80	То же	Гранита, пригодного для получения щебня, бута и облицовочного материала	0,99	0,10
Зоны разломов	400 9	Источники термальных вод	Источники термальных вод, редких металлов	0,90	0,10

* Субъективная мера вероятности — это число, заключенное между 0 и 1 и выражающее степень уверенности субъекта в истинности данного утверждения [Л. Ласгед, 1971 г.]

сирована в слюдястых кварцитах, слезающих пласты мощностью от 2 до 18 м среди кристаллических сланцев муйской серии. По результатам спектрофотометрического анализа пяти сколовых проб, содержание золота в пиритизированных слюдястых кварцитах составляет 0,0001—0,01 г/т.

Шлиховой съемкой в пределах провесов кровли выявлены лишь ореолы рассеяния висмутовых минералов, с единичными знаками золота, а также установлено присутствие в агловоин других минералов — спутников золота: тетрадимита, галенита, флюорита и молибдена. Металлометрической съемкой здесь выявлены только слабоконтрастные (в 4—5 раз выше фона) потоки рассеяния (0,003—0,0008%) и отдельные аномальные точки (0,001%) молибдена. Аэрогеофизической съемкой аномалий над провесами кровли не установлено.

Приведенные данные указывают на возможность открытия в районе коренных месторождений золота, залегающих среди метаморфических пород. С целью выявления этих месторождений прежде всего следует провести шлиховое опробование склоновых отложений с проходкой конушей, а также литохимические поиски золота с учетом природных условий (по потокам рассеяния, опробование склоновых отложений, опробование свалов и коренных обнажений). Особое внимание необходимо обратить на опробование слюдястых кварцитов.

Ядерные части батолита. Изучение геохимических особенностей гранитоидов показало, что дисперсия содержания всех элементов сравнительно невелика. По данным Л. В. Таусона, М. И. Кузьмина и др. [1969 г.], такое распределение содержания элементов характерно для непродuktивных интрузий. По ряду других геохимических критериев, установленных Н. Н. Амшинским [1967 г.] и А. А. Ситниным [1968 г.], рассматриваемые гранитоиды бесперспективны, в частности, на тантал, бериллий, олово и молибден.

Крупномасштабной аэрогеофизической съемкой выявлена лишь одна магнитная аномалия, обусловленная выходами габброидов бирамынского комплекса. Наземной радиометрической съемкой зафиксирован ряд точечных аномалий, связанных с перматитовыми жилами и реке с гранитоидами. Интенсивность аномалий колеблется от 74 до 1035 мкР/ч; все они вызваны присутствием в породах торита (до 40 г/т), радиоактивного циркона (до 230 г/т) или ортита (до 2,5 кг/т) и не представляют практического интереса. Шлиховой и металлометрической съемкой перспективных ореолов на данной площади не выявлено.

По совокупности изложенных данных ядерные части батолита оцениваются как бесперспективные на все виды полезных ископаемых, кроме строительных материалов.

Пригодность гранитоидов для получения щебня, бута и облицовочного материала была установлена Бампроектом еще в 1942 г. По данным лабораторных испытаний 6 проб, гранитоиды

конклюдеро-мамаканского комплекса, развитые вдоль проектной трассы Байкало-Амурской железной дороги, характеризуются следующими физико-механическими показателями: объемный вес — 2,43—2,78 г/см³; водопоглощение — 0,37—0,45%; временное сопротивление сжатию в сухом состоянии — 1072—1624, в водонасыщенном — 760—1189 и после 25-кратного замораживания — 946—1156 кг/см², на копре Педжа гранитонды выдерживают 9—10 ударов; износ в барабане Девади составляет 5,4%.

Месторождения аналогичных гранитондов в случае потребности в этом строительном материале могут быть выявлены во многих пунктах района вблизи будущей трассы железной дороги в пределах рассматриваемого листа, площадь которого на 80% сложена гранитами.

Зоны разломов. Из проявлений подземных ископаемых, приуроченных к разрывным нарушениям, могут быть выявлены гидротермальные проявления редких металлов и дополнительно источники термальных вод, которые будут представлять практический интерес после завершения строительства Байкало-Амурской железной дороги. Тогда они будут играть важную роль как в создании туристских баз и здравниц, так и в организации парниково-тепличных хозяйств.

В связи с вышеизложенным, рекомендуется проведение геологической съемки м-ба 1:50 000 в первую очередь в бассейнах Орана и Уликера (лист О-144-В) и поисково-разведочными (на тантал-ниобиевую и золотую минерализацию) работами (м-б 1:25 000) в бассейне р. Ковокты (О-143-В-а; О-143-А-а, в) и на междуречье Верх. Ангары и Чуру (О-131-А-а, в, г; О-131-Б-в, г).

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

1. Агбагачиева В. А. Условия формирования источников типа акротерм в Северном Забайкалье. «Недра», 1965, с. 74—75.
2. Белов И. В. Основные черты вулканизма Саяно-Байкальской горной области. Тр. Первого совещ. по металлогении Зап. Забайкалья, Иркутск, 1958, с. 33—48.
3. Васеева Г. Д., Кондишева Р. Я. и др. Распространение микротермных мерзлоты. Атлас Забайкалья. Главное Управление Геолесии и Картографии при Совете Министров СССР, М., Иркутск, 1967, 73 с.
4. Гинзбург И. В., Ефремова С. В. Количественно-минеральный состав гранитондов и его значение для вопроса петрологии и номенклатуры (на примере Кольского п-ова, Средней Азии и Казахстана). «Советская геология», 1962, № 3, с. 67—81.
5. Жалгабон Д. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Прибайкальская. Лист N-49-VI. Объяснительная записка. Госгеотехиздат, 1962, 66 с.
6. Колесников А. В., Анисимова З. М. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Прибайкальская. Лист N-49-IX. Объяснительная записка. Госгеотехиздат, 1960, 70 с.
7. Лямкин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. Тр. ГИН АН СССР, вып. 187. «Наука», 1968, 247 с.
8. Лысяк С. В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. «Наука», 1968, 320 с.
9. Малашев А. А. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Бодибинская. Лист О-50-XXXI. Объяснительная записка. Госгеотехиздат, 1960, 64 с.
10. Мейстер А. К. Предварительный отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Мамакана, Бол и Мал. Конклюдера, Верхней Ангары. Геол. исслед. в зоогеографическом обл. Сибири. Тенский зоологический р-н, вып. IX. Геолком, Пб, 1913, 225 с.
11. Михалтов М. П., Толстухин Н. П. Минеральные источники и грязевые озера Восточной Сибири, их гидрогеология, бальнеохимия и курортологическое значение. Иркутск, 1946, 90 с.
12. Саглон Л. И. Геологическая интерпретация данных аргонного метода определения абсолютного возраста горных пород. «Геология и геофизика», № 1, 1963, с. 3—19.
13. Саглон Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 1, Стратиграфия. «Недра», 1964, с. 1—496.
14. Саглон Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. «Недра», 1967, с. 1—638.
15. Флоренсов Н. А. Структура и геологическая история впадины бай-

кальского типа. Матер. XXII Сессии МГК, докт. сов. геол. пробл. 4—«Деформация пород и тектоника» «Наука», 1964, с. 252—261.

16. Флоренсов Н. А. История геологического развития. В кн.: Геология СССР, т. XXXV—Бурятская АССР, ч. 1—Геологическое описание. «Недра», 1964, с. 581—592.

Фондовая*

17. Арсентьев В. П., Батурина Е. Е. и др. Металлогенетическая и пропозная карты Бурятской АССР м-ба 1:500 000. Объяснительная записка. Отчет о работе по темам № 39 за 1961—1963 гг. и 117 за 1964 г. 1964, № 002906.

18. Важин Ю. М. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Прибайкальская. Лист N-49-V. Объяснительная записка (авт. вариант). 1965, № 03286.

19. Важин Ю. М., Сорокин В. А. и др. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Водойнская. Лист О-49-XXXV. Объяснительная записка (авт. вариант), 1969, № 03957.

20. Волков Л. С., Ендринский А. С. Золотоносность территории Бурятской АССР. Матер. к комплексной металлогенетической карте м-ба 1:500 000 территории Бурятской АССР. Отчет о работах темы № 66 за 1961—1962 гг. 1962, № 002394.

21. Зайцев П. Ф. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Прибайкальская. Лист N-50-I. Объяснительная записка (авт. вариант). 1965, № 03283.

22. Зайцев П. Ф. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Прибайкальская. Лист N-49-XV. Объяснительная записка (авт. вариант). 1969, № 03959.

23. Калнина К. П., Кокорин Д. А. Геологическое строение верховья р. Муи и прилегающих к ней хребтов. Отчет Мульской геологической партии м-ба 1:1 000 000 за 1947 г. 1948, № 0690.

24. Картошкин И. С., Ушаков А. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рр. Верхней Ангары, Муякана, Ангары-Кана и Чура. Отчет Верхне-Ангарской ГСП за 1969—1972 гг. 1973, № 04602.

25. Кудин В. П., Яковлев В. А. и др. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Водойнская. Лист О-49-XXX. Объяснительная записка (авт. вариант). 1961, № 09057. Геологическая карта Иркутского геол. управления.

26. Литвиновский В. А., Занявлевич А. Н. Критерии к расчету неметаллогенетической специализации гранитоидов баргузинского и «вытмканского» интрузивных комплексов. Отчет о работе по теме № 186 за 1969—1972 гг. 1972, № 4390.

27. Михно Н. П. Средне-Витимская горная страна. Отчет о геолого-поисковых работах Баргузинской экспедиции за 1943—1947 гг. 1949, № 1542.

28. Плотникова Д. Е. Геологический обзор перспектив использования разведанных и выявления новых месторождений строительных материалов, расположенных на территории, тяготеющей к трассе проектируемой железной дороги. Лена—Ниже-Ангарск—Тында—Ургал—Комсомольск-на-Амуре. 1970, № 03841.

29. Попов П. А. Сводная Гравиметрическая карта Бурятской АССР. М-б 1:1 000 000. Отчет о работе по теме № 146 за 1966—1969 гг. 1969, № 03904.

30. Ревякин Л. В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Водойнская. Лист О-49-XXX. Объяснительная записка (авт. вариант). 1961, № 07298. Геологическая карта Иркутского геол. управления.

31. Солоненко В. П., Трекков А. А. и др. Предварительный отчет по обследованию плейстоценовой области Мульского землетрясения 27 июля 1957 г., 1959, № 01239.

* Работы, для которых не указано место хранения, находятся в Бурятских геологических фондах.

32. Сорокин В. А., Ушаков А. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Верх. Ангары. Отчет Верхне-Ангарской ГСП за 1969 г. 1970, № 04011.

33. Суслеников В. В., Белоглазова О. В. Отчет Забайкальской аэромагнитной партии за 1957 и 1958 гг. 1959, № 01816.

34. Флоренсов Н. А., Догачев Н. А. и др. Мезозойско-кайнозойские впадины Байкальской горной области и перспективные их нефтегазоносности. Отчет по теме № 2 за 1952—1955 гг. 1955, № 67.

35. Шалк Е. А., Колпинская Н. Т. Новые данные по геологии восточной части хр. Верхне-Ангарского (бассейны Прав. Мамы и верховья Верх. Ангары). Отчет Верхне-Ангарской партии за 1957 г. 1958, № 01703.

36. Шпильков А. Л., Горбунов Ю. Г. Результаты крупномасштабной аэрогеофизической съемки и наземной оценки аномалий на Муляканском, Линьянском (Бауйговский район) и Селенгинском участках Бурятской АССР. Отчет о работах Аэрогеофизической партии за 1970 г. 1971, № 04216.

37. Шпильков А. Л., Горбунов Ю. Г. и др. Результаты крупномасштабной аэрогеофизической съемки и наземной оценки аномалий на Ангаро-Мульской площади, Паралком, Тунгуйском, Кудунском и Сосново-Озерском участках Бурятской АССР. Отчет о работах Аэрогеофизической партии за 1969 г. 1970, № 04054.

ПРИЛОЖЕНИЕ

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ О-49-XXXXVI
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ М-БА 1 : 200 000

Индекс категории на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) проявления	Ссылка на литературу (номера по списку литературы)	Примечание
III-1	1	<i>Молибден</i> Ковоктинский	[24]	Шлиховой орез
I-1	2	<i>Тальпа и ниобий</i> Верхне-Ангарский Ковоктинский	[24]	То же
IV-1	1	<i>Висмут</i> Чурокский		" "
I-1	1	Ангараканский		" "
III-1	2	Оранский		" "
IV-3	1	<i>Источники минеральных вод</i>		" "
II-1	1	*Новый*	[24]	Горячий
III-3	1	*Дикий*	[1, 24]	"
III-3	2	*Перевальбин*	[1, 24]	"

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Геологическая изученность	4
Стратиграфия	9
Интрузивные образования	20
Тектоника	31
Геоморфология	39
Полезные ископаемые	46
Подземные воды	50
Оценка перспектив района	53
Литература	57
Список проявлений полезных ископаемых	60

Редактор *Т. И. Матис*
Технический редактор *С. К. Леонова*

Сдано в набор 9.04.79. Подписано к печати 27.08.79. Тираж 149
Формат 60X90/16 Уч.-изд. л. 4,66. Заказ 0102

Ленинградская картофабрика
Объединения «Аэрогеология»