

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200000

Серия Бодайбинская

Лист О-50-XXXI

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составил *А. А. Малышев*
Редактор *С. А. Гурулев*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
от 5 марта 1959 года, протокол № 9



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1960

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	6
Интрузивные образования	21
Тектоника	32
Геоморфология	40
Подземные ископаемые	44
Подземные воды	53
Литература	56
Приложения	58

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-50-XXXXI расположена в пределах Баунтовского района Бурятской АССР и лишь незначительная часть — в Бодайбинском районе Иркутской области РСФСР. Она ограничена координатами: $56^{\circ}00' - 56^{\circ}40'$ с. ш. и $114^{\circ}00' - 115^{\circ}00'$ в. д. от Гринвича.

Главными орографическими единицами в пределах листа являются Северо-Муйский и Южно-Муйский хребты, разделенные широкой Муйской впадиной. Северо-Муйский и Южно-Муйский хребты представляют собой сильно расчлененные горные сооружения. Протягиваясь в широтном направлении, — первый из них в северной, второй в южной части листа, — они состоят из остроконечных вершин и узких гребней, разделенных крутосклонными поперечными долинами горных рек и ключей. Абсолютные отметки в Северо-Муйском хребте достигают 2400 м, а в Южно-Муйском хребте превышают 2700 м.

Муйская впадина, достигающая в пределах листа ширины 15—25 км, представляет собой либо равнинную (в области распространения аллювиальных отложений), либо слабо всхолмленную (в районах развития ледниковых и водноледниковых отложений) поверхность с абсолютными отметками, не превышающими 1300 м.

Главной водной артерией является р. Муя (левый приток р. Витима), протекающая по дну Муйской впадины. Наиболее крупными притоками р. Муи являются рр. Парама, Келяна, Муякан, стекающие с Северо-Муйского хребта, и Мудирикан, берущий начало с Южно-Муйского хребта.

Район очень слабо населен. В пределах листа имеется лишь один населенный пункт — пос. Таксимо, насчитывающий не более 70 жителей — русских и эвенков. Другой ближайший населенный пункт — пос. Муя — расположен в 100 км восточнее восточной рамки листа.

В экономическом отношении район развит слабо. Здесь отсутствуют какие-либо промышленные или сельскохозяйственные предприятия. Следует отметить, что в бассейне р. Келяны

Редактор издательства Е. Я. Соколовская

Технич. редактор С. А. Пенцова

Корректор Л. А. Столярова

Подписано к печати 16—VII 1960 г.

Формат бумаги 60×92¹/₁₆. Бум. л. 2,0. Печ. л. 4,0.

Уч.-изд. л. 4,6

Тираж 300 экз. Зак. 03341

Картфабрика Госгеолтехиздата

ложения, разделяемые на маманскую толщу (терригенные осадки) и нижнюю янгудскую свиту (карбонатные отложения). В бассейне рек Парамы и Келяны Л. И. Салоп расчленил киянскую толщу на пять свит, назвав их по преобладающему литологическому составу. Эти свиты, как отмечает Л. И. Салоп, ввиду фациальной неустойчивости отложений киянской толщи, имеют локальное распространение. При проведении работ в остальной части листа, оснований для выделения аналогичных свит не получено.

В 1952 г. на Усть-Киянском и Усть-Парамском ультраосновных массивах проводил исследования сотрудник Института геологии Восточно-Сибирского филиала АН СССР В. В. Ляхович, который в своем отчете останавливается на проблемах зонального строения ультраосновных массивов, серпентинизации, листвиннигизации и дает заключение по алмазности Средне-Витимской горной страны.

В 1952 г. район Среднего Витима пересек маршрутом С. И. Другов, который пришел к выводу о том, что складчатые процессы и магматизм были завершены здесь к началу кембрия.

В 1953 г. в бассейне р. Келяны проводились поисково-съемочные работы геологом П. В. Калашниковым. Некоторые изменения, внесенные им в стратиграфическую схему Л. И. Салоп, не подтвердились последующими работами. Калашниковым открыто коренное месторождение ртуты в долине р. Келяны.

С 1954 по 1957 г. геологом А. И. Петровым проводилась разведка Киянского месторождения ртуты.

Из всех вышеуказанных геологических материалов для составления геологической карты листа использована карта бассейна р. Келяны П. В. Калашникова, признанная кондиционной в масштабе 1 : 50 000. Эта карта охватывает площадь в 600 км². Для этой же площади использованы материалы Л. И. Салоп, карта которого, хотя и не признана кондиционной, в ряде участков более отвечает действительности, чем карта Калашникова. К тому же стратиграфическая и тектоническая схемы Салоп для данного района в основных чертах были подтверждены последующими исследованиями (Тихонов, Ревякин, 1953—1956; Малышев, 1955—1957).

Остальная часть листа площадью 4000 км² была покрыта геологической съемкой в масштабе 1 : 200 000 А. А. Малышевым в 1955—1956 гг. В 1957 г. в бассейне р. Келяны автором были проведены контрольные маршруты в основном для биостратиграфического расчленения карбонатных пород кембрия. Однако фауна в этих породах была найдена лишь в одном месте, ввиду чего на значительных участках отложения карбонатного кембрия оказались расчлененными предположительно.

Для составления карты полезных ископаемых были использованы прежде всего материалы автора, а также материалы треста Золоторазведка, являющиеся наиболее полными и досто-

с 1954 г. по 1957 г. проводилась разведка ртутного месторождения. В прилегающих к листу с востока участках Муйской впадины ведутся лесозаготовки. В 20—25 км к востоку от исследованной площади расположен золотой прииск Кедровка.

Сообщение с районным центром Богдарино и с г. Улан-Удэ осуществляется авиатранспортом. Грузы доставляются летом слепавом по р. Витиму.

Геологическое изучение района началось еще во второй половине прошлого столетия (Усольцев, 1859), однако вплоть до 40-х годов текущего столетия эти исследования носили рекогносцировочный характер, сводились к отдельным маршрутам по рекам Муе, Муякану, Келяне. К этому периоду относятся работы И. А. Лопатина (1865), А. К. Мейстера (1909—1911), А. А. Демина (1911), Н. И. Свигальского (1913). Стратиграфические схемы, предложенные исследователями, основаны на расчленении пород главным образом по степени их метаморфизма и к настоящему времени почти полностью утратили свое значение.

Из указанных исследователей следует отметить А. К. Мейстера, впервые подробно осветившего геологическое строение Северо-Муйского хребта. Им здесь выделено два комплекса пород — кристаллический и метаморфический. Кристаллические породы Мейстер относит к докембрию, а метаморфические, разделенные на два яруса, — к кембрию. В отчете Мейстера приводится подробная петрографическая характеристика выделенных комплексов.

С 40-х годов текущего столетия район привлекает внимание треста Золоторазведка, что связано с расположением его вблизи крупных золотодобывающих районов — Бодайбинского и Баргузинского. Поисками золота в бассейне р. Келяны занимались Н. П. Михно (1942), М. И. Шемелинин (1943 г.), П. М. Олтаржевский (1945—1947). В 1950—1951 гг. разведку золотосырьевых россыпей в долине р. Келяны проводил Н. Г. Дубинин, который отрицает промышленное значение этих россыпей, вопреки представлениям П. М. Олтаржевского.

Наиболее полную стратиграфическую схему из указанных исследователей представил Н. П. Михно, обобщивший материалы ряда своих предшественников. Некоторые части этой схемы сохранили свое значение и до настоящего времени (особенно по стратиграфии архея и нижнего протерозоя), другие — отвернуты последующими исследованиями.

С 1949 по 1954 г. в районе Средне-Витимской горной страны проводил исследования Л. И. Салоп, результаты которых опубликованы в ряде фондовых и опубликованных работ (Салоп, 1949, 1951, 1954). Л. И. Салоп выделил на территории листа породы спилитово-кератофировой формации нижнего протерозоя (киянская толща), терригенные и туфогенные породы и эффузивы верхнего протерозоя (мухунная свита), кембрийские от-

верными в отношении золотонности территории листа и прилегающих районов (Олтаржевский, 1951; Дубинин, 1953). Для характеристики Киянского месторождения ртути и Усть-Киянского месторождения хризотил-асбеста, а также рудопроявлений свинца и амфибол-асбеста в бассейне р. Келяны использованы материалы П. В. Калашникова, А. И. Петрова (1953) и А. И. Петрова, В. М. Кандера (1954—1957).

СТРАТИГРАФИЯ

Значительная часть площади листа О-50-XXXI сложена магматическими, преимущественно кислыми интрузивными образованиями. Подчиненные им метаморфические и осадочные породы представлены четырьмя возрастными подразделениями: нижнепротерозойской (муйская серия), верхнепротерозойской (уакитская серия), кембрийской, четвертичной.

Нижний протерозой представлен киянской толщей, сложеной осадочно-вулканогенными образованиями. Другие стратиграфические единицы муйской серии — самокутская и булундинская свиты, залегающие в смежных районах под киянской толщей, — на территории листа не обнаружены.

Породы верхнего протерозоя, залегающие трансгрессивно и с угловым несогласием на нижнепротерозойских образованиях, представлены перемежающимися терригенными и туфогенными отложениями, известными под названием мухтунной свиты.

Кембрийские отложения, состоящие в нижней части из терригенных (мамаканская толща), а в верхней из карбонатных пород (янгульская толща), также трансгрессивно и несогласно залегают на более древние породы. В карбонатных отложениях найдены остатки фауны нижнего и среднего кембрия.

Различные по генезису четвертичные отложения по возрасту относятся к трем отделам — среднему, верхнему, современному.

ПРОТЕРОЗОИ

Нижний протерозой

Киянская толща * (P₁k₁).

Породы этой толщи распространены главным образом в восточной части района. Здесь они слагают значительную площадь в бассейне р. Парамы, а также образуют две крупные полосы несколько западнее. Первая из этих полос протягивается от бассейна р. Ане на северо-северо-запад вдоль долины р. Келяны. Вторая полоса протягивается параллельно первой от р. Верхняя Оньо на юге до р. Ирбо на севере.

* Киянская толща названа по р. Кияне. На изданных позже картах эта река называется Келяной.

В западной половине территории листа породы киянской толщи слагают небольшие изолированные участки — ксенолиты и провесы кровли среди гранитов муйского и баргузинского интрузивных комплексов.

Разрез киянской толщи изучен в районе рек Ане—Верхняя Оньо, в верховьях р. Ирбо, по рекам Сунуёкиту, Амунде и Шуринде. По правобережью р. Ане за пределами восточной рамки листа киянская толща согласно залегает на булундинской свите (Малышев, 1956), относящейся также к нижнему протерозою. Разрез киянской толщи здесь (включая бассейны рек Ане и Верхняя Оньо) представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Кислые эффузивы: фельзиты, кварцевые порфиры	80 м
2. Переслаивание кислых эффузивов с зелеными, серыми, бурыми ортосланцами	330 "
3. Переслаивание кислых эффузивов с зелеными ортосланцами (основными эффузивами)	800 "
4. Переслаивание темно-зеленых и зеленых ортосланцев	180 "
5. Кислые эффузивы — кварцевые порфиры	200 "
6. Амфиболовые ортосланцы и амфиболиты с подчиненными прослоями кислых эффузивов	280 "
7. Кислые эффузивы с редкими прослоями туфов не менее	500 "
Общая видимая мощность толщи в данном участке достигает	2400 м.

В верховьях р. Ирбо разрез киянской толщи следующий (снизу вверх):

1. Биогитовые и амфиболовые пара- и ортосланцы	360 м
2. Зеленые орто- и парасланцы с прослоями кислых и основных эффузивов	1800 "
3. Кислые эффузивы (кварцевые порфиры и фельзиты) с редкими прослоями основных эффузивов	450 "
4. Зеленые орто- и парасланцы с прослоями эффузивов	180 "
5. Кислые эффузивы	250 "
6. Зеленые ортосланцы с прослоями кислых и реже основных эффузивов	50 "
Общая мощность разреза 3100 м.	

Сопоставление приведенных выше двух разрезов, как и некоторых других, здесь не отмеченных (по рекам Сунуёкит и Адяну-Парамскому), показывает, что в составе толщи доминирующую роль играют эффузивы, большей частью кислые, причем в верхней части почти полностью отсутствуют осадочные породы, в то время как в низах они более распространены.

Характерной особенностью толщи, как впрочем и всех вулканогенных толщ, является ее фациальное непостоянство. В районе рек Ане и Верхняя Оньо всего в 3—4 км от линии разреза, в котором отмечались только эффузивы, появляются мощные пачки (до нескольких десятков метров мощностью) песчаников и парасланцев. По р. Ирбо среди эффузивов отмечались линзовидные тела конгломератов. О фациальном не-

постоянстве свидетельствует и значительное распространение основных эффузивов в разрезе по р. Ирбо и в долине Келяны (Салоп, 1949; Малышев, 1956; Петров, 1957), в то время как в бассейнах рек Анэ и Верхняя Оньо они более редки. Наконец, о невыдержанности фаций свидетельствует появление в некоторых разрезах (по р. Сунуёкиту и р. Шуринде) пачек осадочных пород мощностью до нескольких сотен метров, приобрастающих здесь доминирующее положение над вулканогенными образованиями. Для примера приведем разрез по р. Шуринде (снизу вверх):

1. Черные серицитово-углистые сланцы	30 м
2. Зеленые биотитово-серицитовые парасланцы	55 "
3. Черные серицитово-углистые сланцы	65 "
4. Зеленые биотитово-серицитовые парасланцы	150 "
5. Метаморфизованные песчанистые сланцы с карбонатным цементом	135 "
6. Метаморфизованные песчанистые сланцы	600 "
7. Кварцевые порфиры	15 "
8. Известняки	300 "
9. Зеленые парасланцы	80 "
10. Кислые эффузивы с прослоями зеленых парасланцев	180 "
Общая мощность разреза достигает 1600 м.	

Как видно, и здесь сохраняется в общих чертах специфика разреза кильанской толщи — преобладание кислых эффузивов вверху и появление осадочных пород внизу. Однако роль последних здесь более значительна, чем в двух ранее описанных разрезах, что связано, очевидно, с фациальными переходами пород, обычными для осадочно-вулканогенных толщ. Мощность кильанской толщи 3100 м.

Среди пород, слагающих кильанскую толщу, выделяются следующие разновидности:

Кварцевые порфиры — розовато-серые, серые, серо-зеленые, реже лиловые породы с тонкозернистой основной массой и часто флюидальной текстурой.

Вкрапленники представлены плагиноклазом и кварцем, реже калиевым полевым шпатом, роговой обманкой и биотитом. Основная масса имеет микрогранитную или микролепидогранобластовую и микролепидобластовую структуры. Она сложена альбитом, кварцем, часты новообразования серицита, мусковита, иногда хлорита.

Вторичные изменения кварцевых порфиров весьма значительны и выражаются в альбитизации вкрапленников плагиноклаза и основной массы. Такие альбитизированные кварцевые порфиры со свежим прозрачным альбитом очень похожи на кварцевые кератофиры и, если не принимать во внимание их первоначальный состав, можно отнести их к **кварцевым кератофирам** или **альбитофирам**. Развиты также процессы окварцевания, лимонитизации, перекристаллизации основной массы.

Часто кварцевые порфиры изменены до серицитово-кварцевых и серицитовых микросланцев.

Туфы кварцевых порфиров состоят из обломков плагиноклаза, кварца, связанных криптокристаллическим полевошпатово-кварцевым цементом с новообразованиями хлорита и серицита.

Фельзитовые порфиры — зеленовато-серые, серые, реже лиловые породы с порфировой структурой, с фельзитовой, микрофельзитовой основной массой. Вкрапленники представлены плагиноклазом, калиевым полевым шпатом, иногда биотитом. Основная масса стекловатая, альбитовая, реже полевошпатово-кварцевая. Отмечены своеобразные шаровые фельзитовые порфиры, в основной массе которых наблюдаются псевдосферолиты, размером до 2 см.

Вторичные изменения фельзитовых порфиров выражены альбитизацией, серицитизацией, эпидотизацией, окварцеванием.

Основные эффузивы — это более измененные, обычно сландевые породы. Под микроскопом значительная часть их определена как роговообманковые ортосланцы и амфиболиты. Главные породообразующие минералы: роговая обманка — до 40%, клиноцоизит 20%, эпидот 15%, альбит 8%, сосюрит 7%. Второстепенные минералы — хлорит, лейкоксен. Структура граноматобластовая. По реликтам диабазовой структуры и характерным вторичным изменениям данные породы можно считать измененными диабазами и диабазовыми порфиритами.

Среди основных эффузивов в пределах листа, особенно в северной его части (бассейн р. Келяны), отмечены **силиты** (Салоп, 1949; Петров, 1957). Это зеленые, обычно сильно измененные породы, состоящие из удлиненных, реже изометричных призматических зерен плагиноклаза, беспорядочно расположенных зерен пироксена. Промежутки между ними выполнены хлоритом или разложенным стеклом, реже рудным минералом, часто замещенным лейкоксеном.

Алевролиты, песчаники, алевролитовые и песчанистые сланцы — обычно зеленые и зеленовато-серые, реже лиловые породы. Кластический материал преобладает над цементом или находится с ним в примерно равном количестве. Обломки представлены плагиноклазом, калишпатом, кварцем, нередко фельзитом. Окатанность обломков различная. Механически обломки слабо отсортированы. Цемент, как правило, перекристаллизован, превращен в микрозернистый мусковито-хлоритово-кварцевый агрегат.

Иногда цемент существенно карбонатный, в значительной метаморфизованных разновидностях цемент регенерационный, кварцевый. Структура blastosammittovaya или blastoalveolitovaya, текстура массивная, реже сландеватая. Песчанистые и алевролитовые сланцы отличаются от алевролитов и песчаников лишь резко выраженной сландевой текстурой.

Сланцы окрашены в различные оттенки зеленого цвета, реже зеленовато-серые и серые, и включают в себя следующие порообразующие минералы: полевой шпат, кварц, роговую обманку, биотит, хлорит, серицит, карбонат. Акцессорные минералы: апатит, циркон, ортит, сфен, турмалин, рудный минерал. В зависимости от преобладания тех или других минералов выделяются следующие разновидности: полевошпатово-кварцево-серицитовые сланцы; кварцево-серицитовые микросланцы, иногда с биотитом; биотитово-кварцево-серицитовые сланцы с турмалином; кварцево-хлоритово-серицитовые микросланцы; альбитово-серицитово-кварцевые микросланцы; серицитово-кварцево-хлоритовые микросланцы; хлоритово-биотитово-плагиоклазовые сланцы с роговой обманкой; карбонатные биотитово-кварцево-плагиоклазовые сланцы; серицитово-углистые микросланцы с кварцем; тремолитовые сланцы.

В отдельных случаях под микроскопом в сланцах отмечаются реликты кластических или кристаллических структур, что свидетельствует о происхождении сланцев за счет как орто-, так и парапород. В большинстве же случаев, вследствие сильных изменений, первичная природа сланцев остается неясной.

Гнейсы и кристаллические сланцы — обычно представлены мелкокристаллическими, очень редко крупнокристаллическими разновидностями. Среди них выделяются биотитово-роговообманковые, биотитовые и двуслюдяные. Структура этих пород лепидогранобластовая и лепидономатогранобластовая, изредка гетеронематолепидогранобластовая.

Гнейсы отмечаются близ контактов кильянской толщи с гранитами муйского и баргузинского интрузивных комплексов и являются контактовыми образованиями.

Известняки — светлые, иногда зеленовато-серые породы, по составу — мономинеральные, по структуре варьируют от крупнокристаллических до криптокристаллических. Типичны процессы окварцевания.

Породы кильянской толщи подверглись региональному и контактовому метаморфизму. Региональный метаморфизм проявляется в образовании ассоциации минералов (альбит, серицит, хлорит, эпидот, актинолит), характерной для зеленокаменной фации. В результате регионального метаморфизма раскристаллизована стекловатая основная масса эффузивов, перекристаллизован цемент, а иногда и обломки песчаников и алевролитов. Появились сланцеватые, сланцевато-полосчатые текстуры.

Контактовый метаморфизм, имеющий широкое распространение, привел к образованию роговиков, мелко- и крупнозернистых гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов с лепидобластическими и порфиробластическими структурами. Здесь появляются такие минералы, как биотит, мусковит, гранат,

роговая обманка. Зона ореолов контактового метаморфизма достигает нескольких сот метров.

В бассейне р. Самокут, расположенном в 20—25 км восточнее площади листа, отложения муйской серии, в состав которой входят и кильянская толща, несогласно перекрывают архейские породы Северо-Муйской глыбы (Михно, 1943—1947; Салоп, 1949). В бассейне р. Келяны на кильянской толще несогласно налегает мухтунная свита верхнего протерозоя. Последняя в свою очередь несогласно перекрыта фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия. На основании этого возраст кильянской толщи определяется нижнепротерозойским (Салоп, 1949—1954; Тихонов, 1954—1956; Малышев, 1955—1957).

Верхний протерозой

Мухтунная свита (Pt₂mh)

Породы мухтунной свиты, представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами, сланцами, перемежающимися с туфами и кислыми эффузивами, распространены в нижнем течении р. Келяны. Здесь они сохранились от размыва в глущих грабенах Кильянской тектонической зоны. Площадь их выходов ограничивается 60—65 км².

Разрез мухтунной свиты на левом склоне долины р. Муи, ниже устья р. Келяны, по данным П. В. Калашникова (1953), следующий:*

1. Буровато-сиреневые и зеленоватые крупногалечные конгломераты с прослоями песчаников. Видимая мощность 80—100 м
 2. Зеленовато-серые и сиреневые песчаники с отчетливой слоистостью около 800 "
 3. Тонкозернистые красные и серые сланцы с подчиненными пластинами эффузивов и их туфов 400—500 "
- Общая мощность свиты 1280—1400 м.

Этот разрез дает наиболее полное представление о составе мухтунной свиты в пределах листа. В других участках, ввиду их более слабой обнаженности, удалось получить незначительные данные, дополняющие этот разрез.

По наблюдениям автора, конгломераты, залегающие в основании свиты на том же склоне долины р. Муи, но несколько выше устья р. Келяны, имеют мощность не менее 600 м. В залегающих на конгломератах песчаниках здесь часты прослои сланцев и отмечаются редкие покровы эффузивов и прослои известняков. На левом склоне долины р. Келяны, в 5 км от устья, обнажена пачка туфов, имеющая мощность, не менее 150 м. Эта пачка залегает в верхней части песчаников, перекрывающих конгломераты, или выше их.

* П. В. Калашников считал данные отложения нижнепротерозойскими. Однако позднее (Салоп, 1954, Малышев, 1957) было доказано, что эти отложения относятся к верхнему протерозою.

Эффузивы отмечены в виде покровов кварцевого порфира зеленовато-серого цвета. Вкрапленники последних, образованные плагиоклазом и кварцем, имеют размер до 1,5 см. Плагиоклаз серицитизирован и альбитизирован, нередко замещается эпидотом. Основная масса кварцево-альбитовый агрегат. Новообразование мелких зерен эпидота, чешуек хлорита, серицита часто располагаются в виде тонких параллельных прослоек, огибая вкрапленники.

Туфы (туфобрекчии и туфопесчаники) — зеленые, зеленовато-лиловые и лиловые породы, часто с макроскопически различимыми обломками. Структура туфов кристаллолитокластическая, бластоинтрокластическая, лепидогранобластовая. Под микроскопом в обломочной части отмечаются кварц, полевой шпат и обломки пород. Последние представляют главным образом кислые эффузивы с микрофельзитовой структурой. В единичных случаях отмечаются обломки порфирита. По обломкам развиваются хлорит, серицит, эпидот. Цементом является мелкообломочный материал, иногда кремнистое вещество или, в более сильно метаморфизованных разновидностях, хлоритово-серицитово-эпидотовый агрегат.

Региональный метаморфизм в породах мухтунной свиты выражается в появлении бластических структур, перекристаллизации цемента песчаников и алевролитов, в появлении новообразований альбита, серицита, хлорита, т. е. минералов, свойственных той же фации зеленых сланцев, которая характерна и для пород нижнего протерозоя. Однако в пределах этой фации породы мухтунной свиты метаморфизованы заметно слабее, чем породы киянской толщи. В них всегда отчетливо различимы пара- и ортопороды, а иногда сохраняются и первичные кластические и кристаллические структуры.

Контактовый метаморфизм пород мухтунной свиты в пределах листа не наблюдался.

Нижняя возрастная граница мухтунной свиты достаточно определена. Наличие в гальке конгломератов мухтунной свиты разнообразных пород нижнего протерозоя свидетельствует о трансгрессивном их налегании на эти породы.

Верхняя возрастная граница пород свиты определяется тем, что они прорваны гранитами баргузинского интрузивного комплекса (Салоп, 1954). Кроме того, породы мухтунной свиты отмечены в гальке базальных конгломератов кембрия (Малышев, 1955—1957).

ПАЛЕОЗОИ

Кембрийская система

Кембрийские породы, представленные в нижней части территории, а в верхней части карбонатными отложениями, распространены в бассейне р. Келяны и на ее водоразделе, а также

Таким образом, достаточно определено намечается преобладание в составе мухтунной свиты бассейна р. Келяны терригенных нормальноеосадочных образований. Вулканогенные породы, имеющие подчиненное значение, более характерны для верхних частей разреза свиты.

Мощность мухтунной свиты не менее 1500 м.

Конгломераты, слагающие нижнюю часть мухтунной свиты, обнажены широкой полосой на водоразделе р. Келяны и кл. Амакана. Обычно конгломераты зеленые, реже лиловые и серые. Галька и валуны, размером до 80 см, представлены песчаниками, сланцами и различными эффузивами киянской толщи, гранитами и основными породами муйского интрузивного комплекса нижнего протерозоя, т. е. почти всеми разновидностями пород нижнего протерозоя данного района. Очень часто галька представлена милонитами и в различной степени милонитизированными или катаклазированными породами.

Первоначальный песчанистый цемент конгломератов под микроскопом отмечается редко. Обычно в результате метаморфизма и воздействия тектогенеза он превращен в сосоритово-серицитовый агрегат, в котором присутствуют также полевой шпат, кварц, эпидот, рудный минерал, гидроокислы железа.

Песчаники — зеленые, зеленовато-серые, реже лиловые породы, большей частью сланцеватые. Структура бластопазмилитовая. В зависимости от состава обломков песчаники разделяются на полимиктовые и кварцевые. В первых помимо кварца отмечаются плагиоклаз, калишпат. Кластический материал песчаников плохо отсортирован, слабо окатан. Цемент в результате бластеза перекристаллизован в агрегат субпараллельно ориентированных зерен кварца, рудного минерала, чешуек хлорита и серицита.

Алевролиты окрашены в зеленый и зеленовато-лиловый цвет. Текстура их сланцеватая, иногда полосчатая, структура алевролитовая и бластоалевролитовая. Главные минералы обломочной части алевролитов — кварц, плагиоклаз, калишпат; в виде примесей присутствуют турмалин, циркон, рудный минерал. Цемент, первоначально песчано-глинистый, в результате метаморфизма превращен в эпидотово-хлоритово-серицитовый агрегат, иногда с примесью халцедона и гидроокислов железа.

Сланцы окрашены большей частью в зеленый цвет, реже в лиловый. Обычно это тонколитчатые, иногда листоватые породы с лепидогранобластовой или микрогранобластовой структурами.

Главными породообразующими минералами в сланцах являются кварц, полевой шпат, серицит, хлорит, эпидот. В зависимости от преобладания того или другого минерала выделяются полевошпатово-кварцево-серицитовые, кварцево-полевошпатово-хлоритовые, кварцево-полевошпатово-эпидотово-хлоритовые сланцы.

на р. Парамы. Здесь, как правило, как правило, они зажаты среди более древних пород в узких грабенах и лишь в отдельных участках отмечается налегание их трансгрессивно и с угловым несогласием на докембрийские образования.

По остаткам фауны выделяются нижний и средний отделы кембрия.

Нижний отдел

Нижний отдел включает мамаканскую толщу и низы нижней янгудской свиты. В нижнем отделе кембрия выделяются алданский и ленский ярусы.

Алданский ярус (Сп,а)

Этот ярус выделяется на основании литологического сопоставления нижней части разреза нижнего кембрия района с фаунистически охарактеризованными отложениями алданского яруса Сибирской платформы. Ярус включает в себя мамаканскую толщу сокращенной мощности.

Мамаканская толща (сокращенной мощности). Отложения мамаканской толщи, представленные конгломератами и песчаниками, отмечены по кл. Золотому (левый приток р. Келяны) и по кл. Адяну-Парамскому. В долине кл. Золотого разрез толщи, по данным Л. И. Салопы (1954), следующий:

- | | |
|--|--------|
| 1. Бурый и зеленые конгломераты. Видимая мощность | 1,9 м |
| 2. Песчаник, внизу крупнозернистый,верху грубозернистый, с мелкой галькой | 1,95 " |
| 3. Мелкогалечный конгломерат с кварцевой галькой, переходящий в траверит и грубозернистый песчаник | 3,35 " |
| 4. Крупно- и среднезернистые зеленоватые песчаники, с поверхности бурые | 14 " |
| 5. Частое переслаивание светло-серых песчаников, кремневых песчанистых доломитов и мергелей | 8 " |
| 6. Переслаивание тонкослоистых коричневых мергелей с фиолетово-бурыми филлитами и кремновыми песчанистыми доломитами | |
- В верхней части папки наблюдается переслаивание фиолетово-серых и зеленовато-серых алевролитов и песчаников 10 "
- Общая мощность толщи 40 м.

В долине кл. Адяна-Парамского разрез толщи следующий (Малышев, 1955):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Бурый мелкогалечный конгломерат | 0,2 м |
| 2. Грубозернистый зеленовато-серый песчаник с редкой галькой | 1,2 " |
| 3. Переслаивание грубо- и крупнозернистых лиловых и зеленых песчаников | 2,55 " |
| 4. Мелкогалечный конгломерат | 0,3—0,7 " |
| 5. Переслаивание грубозернистого серого песчаника и конгломерата | 3 " |
| 6. Лиловый грубозернистый песчаник | 10 " |

Выше по склону в россыпи и в редких коренных обнажениях наблюдались песчаники мощностью около 25 м, которые далее перекрыты доломитами нижней янгудской свиты.

Общая мощность разреза мамаканской свиты здесь составляет также 40 м.

Однако мощность толщи не выдержана по простиранию и в некоторых участках в бассейне кл. Адяна-Парамского уменьшается до 20 и даже 8—10 м. Не выдержан и состав толщи. В бассейне кл. Адяна-Парамского в составе толщи по ее простиранию конгломераты то исчезают, замещаясь песчаниками, то вновь появляются.

Конгломераты окрашены в бурый или зеленый и зеленовато-серый цвет. Галька размером до 10 см различно окатана и представлена кварцем, эффузивами и туфами килянской толщи, которые здесь непосредственно перекрываются конгломератами. Макроскопически в составе гальки наблюдались зеленые и лиловые сланцы и песчаники мухунной свиты. Цементом конгломерата является грубообломочный песчаник. В последнем в свою очередь цемент либо карбонатный, либо кварцево-карбонатно-серцитовый. Нередко наблюдается пропитывание цемента гидроокислами железа.

Песчаники представлены бурыми, лиловыми, реже зелеными крупно- и среднезернистыми разновидностями. В обломочной части отмечаются кварц, плагиоклаз, реже биотит, рудный минерал и обломки пород. Цементируется обломочная часть серцитово-кварцевым или карбонатным цементом, часто пропитанным гидроокислами железа. Обломки по количеству обычно преобладают над цементом. Структура песчаников псаммитовая.

Метаморфизм пород мамаканской толщи весьма слабый и выражается в появлении небольшого количества новообразованной серцита в глинисто-песчаном цементе песчаников и конгломератов и перекристаллизации в отдельных участках кварцевого цемента. Текстуры пород толщи массивные, структуры кластические.

Породы мамаканской толщи в пределах листа представлены интрагеоантиклинальным типом осадков (Салоп, 1954). Бассейны осадконакопления мамаканской толщи (кл. Золотой, кл. Адян-Парамский) располагаются на западной окраине Северо-Муйской глыбы архея, которая в течение длительного времени, представляла собой геоантиклинальное поднятие. Этим и объясняется столь резкое сокращение мощности отложений мамаканской толщи в данных участках по сравнению с другими, располагающимися на более значительном расстоянии от глыбы. Например, в бассейнах рек Янгуды и Правого Мамакана, расположенных вдали от этой глыбы, во внутренней части геосинклинали, мамаканская толща имеет мощность 1300—2200 м и разделяется здесь на три свиты: нижнюю падроканскую, верхнюю падроканскую и сидельтинскую (Салоп, 1954; Тихонов, 1954—1955).

Конгломераты и песчаники мамаканской толщи с резким угловым несогласием ложатся на различные образования докембрия, что особенно хорошо наблюдается в бассейне кл. Адя-

на-Парамского. В гальке конгломератов содержится породы почти всех образований нижнего протерозоя и мухунной свиты верхнего протерозоя. С другой стороны, конгломераты и песчаники согласно перекрыты толщей фаунистически охарактеризованных карбонатных пород нижнего и среднего кембрия. Это достаточно определено указывает на нижекембрийский возраст пород мамаканской толщи.

Ленский ярус

Ленский ярус выделяется по палеонтологическим остаткам, сопоставляемым с таксонами из разреза кембрия Сибирской платформы. Он включает в себя низы нижней янгудской свиты.

Нижняя янгудская свита

Нижняя подсвита (Sp. 1/1)

В той части разреза, которая входит в ленский ярус, нижняя янгудская свита сложена в нижней части преимущественно доломитами, в верхней части известняками. Эти породы занимают преобладающую часть площади распространения всех кембрийских отложений.

Разрезы этой свиты изучены по ключам Аикте и Золотому р. Муй.

В долине кл. Аикты разрез свиты начинается с доломитов и известковистых доломитов. Здесь переслаиваются серые, светлые, иногда кремовые и желтоватые разновидности, обычно мелкозернистые, иногда криптокристаллические, реже брекчиевидные. Мощность прослоев от сантиметров до десятков метров. В верхней части доломиты более толстослонные, пласты их имеют мощность до нескольких десятков метров. Мощность доломитов и известковистых доломитов составляет 690—700 м. Указанная мощность неполная, так как самые низы свиты прикрыты надрывными на них породами киянской толщи.

Выше доломитов согласно залегают известняки с прослоями доломитов и доломитизированных известняков. Выше по разрезу прослой доломитов и доломитизированных известняков исчезают, но появляются прослой водорослевых известняков. Известняки окрашены в серые или темно-серые тона.

В 1000—1100 м от наиболее низких известных горизонтов карбонатной толщи в известняках отмечены остатки фауны трилобитов и брахиопод. Трилобиты — *Kooteniella slaikowski* (Schmidt), *Chondragraulos minusensis* Legm., *Namanoia* sp., *Erbia* Legm., *Kootenia* sp.; брахиоподы — *Kutorgina* sp., *Nisusia* sp. *

* Указанная фауна найдена Л. В. Огненко и В. Л. Тихоновым (1954), А. А. Малышевым (1957). Определенные фауны произведены Л. В. Огненко при консультации Н. Е. Чернышевой.

Все указанные здесь трилобиты и брахиоподы характерны для верхних слоев нижнего кембрия и нижних слоев среднего кембрия, т. е. слоев переходных от нижнего к среднему кембрию. Именно по пластам, в которых найдена эта фауна и проводится граница между средним и нижним кембрием.

В долине кл. Золотого разрез нижней янгудской свиты следующий:

1. На песчанки и мергели мамаканской толщи согласно на- лега пачка светлых доломитов — светло-серых, серых, розовых, кремовых с подчиненными прослоями темно-серых. Иногда отме- чаются прослой песчаных доломитов	100 м
2. Темно-серые и черные доломиты	220 "
3. Черноватые тонких слоев светлых, серых, кремовых доломитов	260 "
4. Черные-известняки, в нижней части доломитизированные	400 "
5. Переслаивание черных и светло-серых известняков	100 "
6. Светлые доломиты	80—100 "
7. Светло-серые однотонные известняки	400—500 "
Общая мощность 1700—1800 м.	

Фауны в карбонатных породах не обнаружено, но поскольку разрез этого участка в общих чертах аналогичен разрезу по кл. Аикте, то здесь граница между нижним и средним кембрием проводится предположительно, на том же примерно уровне от подошвы известняков, что и в долине кл. Аикты.

В низовьях р. Келяны, в районе Адянской гряды, по данным Л. И. Салопа, разрез нижней янгудской свиты в нижней части представлен светлыми доломитами мощностью в 750 м. Песчаные доломиты в этом месте отсутствуют. Выше залегают темные известняки. Весь разрез карбонатных отложений этого участка не выходит за пределы ленского яруса.

Как видно из вышеприведенных данных, разрезы нижней части нижней янгудской свиты, относящейся к ленскому ярусу, во всех трех участках очень близки друг другу и представлены в нижней части доломитами, а в верхней части известняками. Очень сходны эти разрезы как по типу осадков, так и по мощности с низами той же свиты района рек Янгуды и Правого Мамакана (Салоп, 1954; Тихонов, 1954—1956). Последнее свидетельствует о том, что к этому времени Северо-Муйская глыба утрачивает роль геантиклинального поднятия.

Доломиты имеют весьма разнообразную окраску — серую различных оттенков, розовую, кремовую, лиловую, черную. Сло-жены доломиты мелкозернистым или тонкозернистым карбона-том, чем и обусловлена криптокристаллическая структура. В нижней части свиты в доломитах довольно часты значитель-ные примеси обломочного материала, представленного кварцем и обломками карбонатов. Состав разновидностей по данным химического анализа следующий: *

* Названия пород даны согласно классификации С. Г. Вншиякова.

Средний отдел

Амгинский ярус

Нижняя янгудская свита

Верхняя подсвита (Sp₂t₁₂)

Амгинский ярус выделяется по находкам фауны: трилобиты *Olenoides* aff. *convexus* Legt., *Rhynchonaria* aff. *kochibei* Walcott.; он включает верхнюю часть нижней янгудской свиты.

В долине кл. Анкты выше биостратиграфической границы ленского и амгинского ярусов залегают известняки, аналогичные подстилающим их известнякам ленского яруса. Здесь в пластах известняков, расположенных в нескольких десятках метров выше по стратиграфической вертикали от места находок переходной фауны от нижнего к среднему кембрию, были обнаружены остатки трилобитов *Olenoides* aff. *convexus* Legt., *Rhynchonaria kochibei* Walcott, более характерных для среднего кембрия. Видимая мощность известняков амгинского яруса в этом участке примерно равна 200—300 м.

Очевидно, более полный разрез верхов нижней янгудской свиты представлен на водоразделе кл. Золотого и р. Келяны. Здесь фауны не обнаружено. Однако путем сравнения с разрезом по кл. Анкте в данном месте к амгинскому ярусу можно отнести следующие отложения (снизу вверх):

1. Серые известняки, анологичные нижележащим, входящим в ленский ярус. Примерная мощность 300—350 м
 2. Сланцы и алевролиты с прослоями известняков 100 "
 3. Часте переслаивание светлых и темных известняков. В верхней части появляются маломощные прослои мергелей 350 "
- Общая мощность разреза на водоразделе кл. Золотого и р. Келяны равна 750—800 м.

В пределах листа по кл. Анкты и верховью р. Келяны проходит граница распространения пород амгинского яруса.

Известняки амгинского яруса в нижней части разреза аналогичны известнякам ленского яруса. Это мелкозернистые и крип-токристаллические породы с незначительной примесью обломков кварца. В более верхних горизонтах количество обломочного материала и примесей в них увеличивается и появляются прослои сланцев и алевролитов.

Сланцы окрашены в темно-серые, бурые и желтые тона. Структура лепидобластовая, лепидогранобластовая, участками алевролитовая или алевропсаммитовая. Главными минералами в сланцах являются кварц (обычно обломочный), карбонат (в обломках и в цементе) и серицит, составляющий основную часть цемента. Изредка отмечается полевой шпат. Характерны для сланцев сидерит, обломки турмалина и гидроокислы железа. Метаморфизм карбонатных пород нижней янгудской свиты выражен очень слабо и проявлен главным образом в образо-

Таблица 1

Полевые № проб	Название породы	Содержание в %			
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO
3952	Доломит	4,80	1,20	28,90	20,40
4070	Известковый доломит	0,12	1,18	30,72	20,44
3960	Песчаный доломит	36,28	1,10	19,99	13,46
4065	Песчаный доломит	19,92	3,12	22,97	17,10

В самых низах свиты в некоторых участках отмечаются брекчин, переходящие иногда в мелкогалечные конгломераты. Галька и обломки их, представленные доломитами и кварцево-карбонатной породой, сцементированы доломитом с большей или меньшей примесью обломков кварца (Малышев, 1957).

Указанные брекчин, участками перемытые, залегают среди доломитов в виде линз и маломощных (1—2 м) пластов и являются, несомненно, сингенетическими по отношению к доломитам.

В зонах дробления доломиты очень часто окремнены и сидеритизированы.

Известняки по своему внешнему облику не отличаются от доломитов, но имеют менее разнообразную окраску — они представлены светло-серыми, серыми и темными разновидностями. По составу они довольно разнообразны. В верхней части разреза известняки более чистые, в нижней же через гамму разнообразней переходят в известковые доломиты и доломиты. Под микроскопом это выражается в появлении среди зерен кальцита, часто с полисинтетическими двойниками, кристаллов доломита ромбической формы. Из примесей в известняках присутствует в небольших количествах кварц. Так же, как в доломитах, в известняках часто окремненные и ожелезненные разновидности, приуроченные к зонам дробления. В табл. 2 приводятся анализы известняков из верхней части разреза.

Таблица 2

Полевые № проб	Название породы	Содержание в %			
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO
2998 ^a	Известняк	3,28	0,15	51,36	2,46
4071 ^a	Доломитовый известняк	0,08	1,32	48,28	5,92
4058 ^b	Известняк	0,48	0,19	53,35	1,76

ванни халцедона. Более заметен метаморфизм в сланцах и алев-ролитах, выразившийся в развитии по глинистым минералам серицита.

КАИНОЗОИ

Четвертичная система

Отложения этого возраста, представленные рыхлыми образованиями различного генезиса, широко распространены в пределах Муйской впадины. Вне последней эти отложения имеют гораздо меньшее распространение.

По возрасту четвертичные отложения района относятся к среднему, верхнему и современному отделам.

Средний отдел

К этому отделу отнесены аллювиальные отложения древних речных долин. Обрывки таких долин, незначительные по протяженности, обнаружены в нескольких участках на абсолютной высоте 1400—1800 м, а над днищами современных крупных долин — на высоте 500—700 м. Указанные отложения представлены валунно-галечным материалом с примесью песка.

Имеются данные о доледниковом возрасте этих отложений. Например, в верховьях рр. Ирбо и Сунуёкита в отдельных участках древних долин аллювий перекрыт моренами (Малышев, 1955). В связи с этим аллювиальные отложения древних долин мы датируем средним отделом.

Верхний отдел

К этому отделу относятся рыхлые образования различного генезиса — смешанные водно-ледниковые и озерные, ледниковые, озерные и озерно-речные отложения.

Водно-ледниковые и озерные отложения развиты исключительно в пределах Муйской впадины и занимают здесь площадь более 250 км². Состоят эти отложения из песка, в некоторых участках с примесью редких галек и валунов. Мощность песков достигает 150 м.

Генезис указанных отложений смешанный. Часть этих отложений, пространственно примыкающая к моренным, относится к водно-ледниковым (флювиогляциальным) отложениям. Другая часть, приуроченная к внутренним участкам впадины, имеет озерное происхождение. Ввиду однообразного состава тех и других отложений, их расчленение не произведено.

Ледниковые отложения наиболее широко развиты в Муйской впадине, в районах выхода в ее пределы крупных долин — трогов: Мудирикана, Мудирикамскага, Горбылка-Муйского. Суммарная площадь, занятая моренными отложениями в этих участках, достигает 165 км². Мощность моренных обра-

зований, сложенных валуно-глинистыми, валуно-песчаными и глыбовыми отложениями, достигает в отдельных участках 300 м.

Вне пределов Муйской впадины (в долинах-трогах) ледниковые отложения занимают гораздо меньшие площади, а мощность их редко достигает 50 м.

Озерные и озерно-речные отложения отмечены в двух незначительных по размерам котловинах, расположенных в среднем течении рр. Кеяны и Сунуёкита. Обе указанные котловины объяснены своим происхождением новейшим кайнозойским тектоническим разломом, вызвавшим подпруживание водных потоков рр. Кеяны и Сунуёкита. Отложения котловин представлены чередованием тонкозернистых (илы, глины, пески) отложений с грубообломочными валуно-галечными речными отложениями. Мощность этих отложений превышает 100 м.

Современный отдел

Современные рыхлые отложения представлены аллювиальными, пролювиальными и эоловыми отложениями.

Аллювиальные песчаные и валуно-галечные широко развиты в Муйской впадине, вскрыты на глубину 8—10 м. Определение мощности и изучение полного разреза этих отложений возможно лишь с помощью буровых работ.

Пролувиальные отложения, представленные валуно-галечным материалом конусов выносов, отмечаются у подножий крутых склонов Муйской впадины. Мощность их в отдельных участках превышает 100 м.

Эоловые отложения развиты на незначительной площади. Образовались они за счет перевенания озерных песков Муйской впадины.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования занимают более половины площади листа О-50-XXXI и представлены муйским комплексом нижнего протерозоя (внутри которого выделяются три фазы) барузинским комплексом верхнего протерозоя, бирамынским, качойским и мамаканским комплексами нижнего палеозоя.

МУЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Субвулканические интрузии гранит-порфиров и трондёмитов (г-р;т). Эти интрузии как генетически, так и пространственно связаны с кислыми эффузивами киянской толщи, с которыми они дают постепенные переходы и являются представителями гипабиссальной фазии той же магмы. Как и эффузивы киянской толщи, они секутся интрузиями других двух фаз муйского комплекса. В виде небольших штоков, несколько

к контактам с гранитами и обязаны своим происхождением, по-видимому, контактовым воздействиям последних. Здесь габброиды обогащаются кварцем, их плагиоклазы альбитизированы. Однако более кислые разновидности иногда встречаются и вне связи с зонами контактов. В таких случаях, очевидно, эти породы возникли в результате дифференциации магматического расплава.

Возрастное положение габброидов достаточно определенно устанавливается по отношению к другим образованиям района. Они прорывают породы кильанской толщи и гипабиссальные интрузии гранит-порфиров и в свою очередь прорываются гранитами нижнего протерозоя. Наряду с другими породами нижнего протерозоя габброиды обнаружены в гальке верхнепротерозойских конгломератов мухтунной свиты. Для габброидов характерна сильная измененность в результате последующих, очевидно, неоднократных процессов метаморфизма, в силу чего правильное было бы называть эти породы метагаббро, метагаббро-диабазовыми и т. д.

Габбро первоначально слагались основным плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой. Иногда отмечаются реликты оливины. В результате сильных изменений плагиоклаз почти полностью замещен эпидотом, цонзитом, клиноцоизитом, серпентиновым агрегатом. Редко вторичные изменения столь интенсивны, что габбро превращается в оталькованные цонзитовые ортопороды.

Ортоамфиболиты отмечаются в различных участках среди габброидов и отличаются от последних сланцеватой текстурой. Структура нематованобластовая, псевдоморфная. В основном состоят из вторичной роговой обманки и псевдоморфоз эпидота и цонзита по плагиоклазу.

Габбро-диабазы отличаются от габбро структурой — наличием порфировых выделений темноватых минералов, иногда наблюдающихся макроскопически.

Диориты образуют постепенные переходы с габбро и, как и последние, сильно сосюртитизированы. Акцессорные минералы: титаномagnetит, апатит. Появление кварца (до 10—15%) обусловливает образование кварцевых диоритов.

Диабазы обладают офитовой и пойкилоофитовой структурами и массивной текстурой. Состоят они из плагиоклаза, значительно сосюртитизированного, и пироксена, по которому различается роговая обманка. В общем же диабазы имеют несколько менее измененный облик по сравнению с ранее описанными габброидами.

С габброидами связаны рудопроявления титана.

Гипербазиты — *серпентиниты* и *листвениты* ($\Sigma Pt, m$). Гипербазиты известны в пределах территории листа в двух участках. В первом из них, в приустьевой части р. Келяны, располагается

вытянутых в плане: субвулканические интрузии известны на правом берегу р. Анёвиркана, на водоразделе рек Шуринды и Бол. Тукалакты и в бассейне р. Келяны.

Гранит-порфиры — серовато-розовые, реже серые породы с плотной основной массой и сравнительно крупными (до 5 м) порфировыми выделениями полевого шпата и кварца. Структура порфировая (основной массы) — микрогранитовая, гипидноморфнозернистая, часто гранулитовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем, реже калишпатом и биотитом. Полевые шпаты вкрапленников почти полностью альбитизированы, плагиоклаз иногда замещен серпентитом, эпидотом. Вкрапленники биотита псевдоморфно замещены хлоритом.

Основная масса гранит-порфиров сложена альбитом, калишпатом, кварцем. Акцессорные минералы представлены титаномagnetитом, апатитом, ортитом, сфеном, цирконом.

Широко распространены гранофировые гранит-порфиры, характеризующиеся серой окраской и гранофировой и иногда порфировой структурами. Они состоят в основном из калишпата, кварца и подчиненного альбитизированного плагиоклаза. Калишпат и кварц находятся в тесном срастании. Вторичные изменения выражаются в альбитизации, серпентизации и эпидотизации полевого шпата.

К этой же группе гипабиссальных пород относятся *трондьемиты*, известные в двух участках в бассейне р. Келяны (Салоп, 1954). По данным Л. И. Салопа эти гипабиссальные интрузии связаны постепенными переходами с эффузивами кильанской толщи. Это серые и зеленовато-серые, иногда темно-зеленые породы с характерным серовато-голубым кварцем. Для них свойственно также большое количество примазок, прожилков и налетов гематита.

Минералогический состав (Петров, 1957) — кварц (30—50%), плагиоклаз (40—60%), обычно альбитизированный, часто серпентизированный, мусковит. Акцессорные минералы: пирит, магнетит, апатит, монацит, циркон.

Габброиды и *гипербазиты*. *Габброиды* ($v-\delta Pt, m$) распространены в пределах листа довольно широко. Наиболее крупные интрузии их располагаются в бассейне р. Сунуёкита и на водоразделе последней и р. Келяны. Более мелкие массивы основных пород довольно часты в бассейнах рек Муририкана, Шуринды, Келяны и Парамы.

По составу и структуре указанные породы довольно разнообразны. В пределах не только крупных массивов, но и даже в отдельных обнажениях, а часто и в штуфах, наблюдаются переходы от типичных крупнокристаллических габбро к габбро-диабазам и диабазам. По составу среди габброидов выделяются и более кислые разновидности: габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Более кислые разновидности приурочены обычно к периферическим частям интрузивов,

Усть-Кияльский массив. Во втором участке, на правобережье Ане, отмечено три сравнительно крупных (длиной 5—7 км и шириной до 1 км) массива и несколько более мелких. Эту группу гипербазитовых интрузивов можно назвать Ане́ской группой. В пределы листа входит лишь северо-западное окончание одного из массивов этой группы.

В обоих участках гипербазиты слагают самостоятельные, пространственно разобщенные от габброидов массивы, однако в соседних районах установлена взаимосвязь этих образований, как дифференциатов одной интрузии (Салоп, 1954; Тихонов, 1955). Пространственно интрузии гипербазитов связаны с Кияльской тектонической зоной, представляющей собой зону глубоководного разлома (Салоп, 1954). Внутри этой зоны они приурочены к отдельным разрывным нарушениям.

В пределах Кияльской зоны гипербазиты известны и к северу от площади листа, в бассейне р. Среднего Мамакана (Тихонов, Ревякин, 1954—1956). Известны интрузии гипербазитов и на юго-восточном продолжении Кияльской зоны — в бассейнах рек Тулуу и Тулдуни (Тамбовцев, 1951). Таким образом, пояс распространения гипербазитов, связанный с Кияльской тектонической зоной, который можно назвать Мамакано-Тулдунским, протягивается более чем на 150 км.

В последнее время здесь же обнаружены месторождения и рудопроявления хризотил-асбеста, хрома, никеля, кобальта, связанные с гипербазитами (Малышев, 1956—1957).

Массивы гипербазитов в основном представлены серпентинитами. В подчиненном количестве отмечаются листвениты, приуроченные обычно к эндоконтактам гипербазитовых массивов. В таких случаях листвениты образуют вытянутые вдоль контакта полосы, ширина которых достигает 40—60 м.

Серпентиниты по своей окраске варьируют от темно-зеленой, почти черной до светло-зеленой, иногда желтовато-зеленой. Структура обычно волокнистая, текстура сланцеватая, полосчатая. Помимо серпентина под микроскопом и макроскопически часто отмечаются сравнительно крупные псевдоморфозы базита по пироксену и прожилки хризотил-асбеста. Во второстепенных количествах наблюдаются хром-шпинелиды.

Листвениты в свежем изломе светло- и темно-серые, иногда зеленые за счет фуксита и налстов никельсодержащих минералов. Структура лепидогранобластовая, текстура неотчетливо сланцеватая или массивная. Порода состоит в основном из карбоната (40—70%), зерна которого имеют обычно удлиненную форму и однообразную ориентировку. В некоторых шлифах все пространство между зернами карбоната выполнено мелко-чешуйчатым агрегатом талька, в других случаях эти промежутки заполнены зернами полевого шпата (8—10%), ислещренного мелкочешуйчатом серпентитом, кварца, преннита, фуксита (3—5%).

Граниты (γ Pt,m) наиболее распространены породы муйского интрузивного комплекса. Они слагают ряд крупных массивов, вытянутых с юго-востока на северо-запад через всю территорию листа, согласно структурам нижнего протерозоя. Наиболее обширные площади заняты этими гранитами в бассейнах рек Суну́кита, Мудирикана, на водоразделе последнего и на р. Муи. Большое количество мелких интрузий (штоков, пластовых тел и жил) отмечается среди пород кияльской толщи, которую они прорывают. Части жилы этих гранитов в габброидах. Верхняя возрастная граница гранитов определяется по присутствию их в гальке верхнепротерозойского конгломератов мунтинской свиты. Внедрение гранитов, очевидно, совпадает с временем проявления главной фазы нижнепротерозойского тектогенеза.

Граниты представляют собой серые, розовато-серые и розовые породы от крупно- до мелкозернистых. Среди указанных гранитов по минералогическому составу выделяются биотитовые и лейкократовые, а по структурным особенностям протокластические и катаклазированные разновидности.

Лейкократовые граниты распространены гораздо менее биотитовых и отмечаются среди последних небольшими участками. Катаклазированные (часто до милонитов) граниты характерны для Кияльской тектонической зоны и прилегающих к ней участков.

В составе гранитов отмечаются как плагиоклаз, так и калиевый полевой шпат (микроклин). Последний чаще преобладает, однако отмечаются разновидности, лишенные калиевых полевых шпатов. Из темноцветных минералов чаще наблюдается биотит, реже роговая обманка. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, титаномagnetитом, ортитом, рудным минералом.

Вторичные изменения в гранитах весьма значительны и проявляются в почти полной альбитизации плагиоклаза, в замещении микроклина шахматным альбитом, в окварцевании. Кроме того, полевые шпаты сильно серицитизированы и эпидотизированы. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, изредка порфириовидная. Участками наблюдаются гранулитовая и протокластическая структуры. Протоклаз проявляется в ориентировке зерен полевых шпатов и в залечивании трещин в последних кварцем. Для катаклазированных гранитов характерны катакластическая и цементная структуры.

В юго-восточном углу листа, на правобережье р. Ане́виркана, среди указанных гранитов отмечены красные порфириовидные, иногда равнозернистые крупнокристаллические граниты. Во вкраплениях этих гранитов отмечается микроклин, кварц и плагиоклаз, а в гранулитовой основной массе — кварц и плагиоклаз, изредка микроклин. Темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой, во второстепенных

количества отмечен гранат. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, ортит, титаномагнетит. На контакте с габброидными гранитами обогащаются темноцветными минералами и приобретают зеленую окраску (контраминированные разновидности). Порфирировидные красные граниты и их зеленые контраминированные разновидности имеют постепенные переходы к равнозернистым серым протокластическим гранитам и являются их фациальными разновидностями.

Контактные воздействия гранитов на вмещающие породы значительные. Эффузивы клянской толщи по рекам Ирбо, Мурин и в других местах превращаются в ортосланцы, ортогнейсы и амфиболиты в зависимости от их первичного состава. Парасланцы превращаются в роговики, кристаллические сланцы и гнейсы (верховья р. Шуринды и др.). Известняки перекристаллизовываются, алевролиты и песчаники превращаются в алевроитовые и псаммитовые сланцы (нижнее течение р. Шуринды). Зоны контактовых воздействий обширные — несколько десятков и сотен метров. На контакте гранитов с габброидами последние часто обогащаются кварцем, плагиоклазом альбитизируются, и они переходят в более кислые разновидности (левобережье р. Ирбо и др.). Граниты в свою очередь обогащаются темноцветными минералами и обедняются кварцем. Часто на контакте указанных пород наблюдаются зоны эруптивных брекчий, в которых обломки габбро сцементированы гранитом. Ширина таких зон иногда достигает 5—6 м (р. Акукан).

Связь каких-либо полезных ископаемых с гранитами муйского комплекса не установлена.

БАРГУЗИНСКИЙ КОМПЛЕКС * (Рt₂b)

Этот интрузивный комплекс включает: а) биотитовые порфирировидные граниты, граносиениты и сиениты; б) лейкократовые мелкозернистые граниты; в) жилы аплитов и пегматитов.

Биотитовые и роговообманковые порфирировидные граниты, роговообманковые граносиениты и сиениты (γ — ξ Рt₂b). Эти породы слагают громадный батолит, площадь которого в пределах листа превышает 1500 км².

Указанные граниты прорывают различные породы нижнего протерозоя и отложения мухунной свиты верхнего протерозоя. Верхняя возрастная граница гранитов в пределах листа не определяется, так как они нигде не контактируют с породами моложе

* На территории соседнего листа О-50-XXV гранитоиды баргузинского комплекса были отнесены В. Л. Тихоновым к тельмамскому комплексу. Оба эти комплекса являются синхронными и имеют близкую петрографическую характеристику. Гранитоиды, развитые в западной части нашего листа, отличаются от типичных тельмамских гранитов отсутствием щелочного пироксена, ориентированных линзочек кварца и по некоторым другим минералогическим и структурным признакам.

верхнепротерозойских. За пределами листа, к северу от него, возраст гранитов был определен условно как верхнепротерозойский (Салоп, 1954; Тихонов, Ревакин, 1955—1954). Новыми исследованиями В. Л. Тихонова и Л. В. Реякина (1957) устанавливается более молодой (нижнепалеозойский) возраст гранитов, условно относимых им. также к баргузинскому комплексу (на площади листов О-49-XXX, О-50-XXV).

По составу интрузивы представлены в основном гранитами, среди которых в двух участках на весьма незначительной площади отмечены граносиениты и сиениты, связанные с гранитами постепенными переходами. В подавляющем большинстве указанных породы массивные, свежие, без каких-либо признаков протоклаза или более позднего катаклаза. Лишь в приконтактных участках с вмещающими породами иногда наблюдается ориентировка темноцветных минералов и очень редко порфирировидных вкрапленников. Зоны таких приконтактных участков с более или менее ясным проявлением протоктектоники наблюдаются не везде и обычно не велики — редко достигают сотен метров в направлении от контакта в глубь массива.

Граниты — темноцветные минералы разделяются на биотитово-роговообманковые и роговообманковые разновидности. По структурным особенностям могут быть выделены порфирировидные и равнозернистые граниты, причем последние имеют незначительное распространение. Граниты обычно серые, реже розовато-серые с крупными (до 5—7 см) вкрапленниками серого или розового микроклина, реже с более мелкими вкрапленниками кварца. Основная масса имеет аллотриоморфнозернистую структуру, состоит из плагиоклаза, микроклина, кварца, роговой обманки и биотита. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, ортит, рудный минерал.

Вторичные процессы в гранитах баргузинского комплекса менее значительны, чем в ранее описанных магматических породах муйского интрузивного комплекса. Изменения здесь проявляются в незначительной альбитизации и серицитизации правых шпатов.

Кварцевые сиениты и сиениты, как и вышеописанные граниты, имеют порфирировидную структуру, отличаясь от них розовой и красной окраской. В составе их присутствуют микроклин (65%), плагиоклаз (до 20%), а в кварцевых сиенитах — кварц (до 15%). Темноцветные минералы представлены субщелочной роговой обманкой (до 5%). Акцессорные минералы — циркон, сфен, ортит, рудный минерал.

Контактные воздействия гранитов на вмещающие породы проявляются в перекристаллизации эффузивов и осадочных пород клянской толщи в кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты (верхнее течение р. Ирбо, верховья р. Парамы). В результате перекристаллизации образуются такие минералы, как биотит, мусковит, гранат, роговая обманка. Осадочные

породы со значительным содержанием карбоната превращаются в тремолитовые сланцы, известняки перекристаллизуются также с образованием тремолита (реки Сунуёкит, Шуринда). В гранитах нижнего протерозоя, которые в большинстве случаев и являются вмещающими породами этих гранитов, контактовые воздействия проявляются весьма незначительно и выражаются в некотором увеличении в их составе биотита.

Лейкократовые мелкозернистые граниты (rPt_2b) широко распространены в западной части листа в пределах распространения порфировидных гранитов и сиенитов баргузинского комплекса, пронизывая их многочисленными жилами, а иногда и мелкими штоками. Размер последних не превышает 5 м². Пространственная приуроченность указанных гранитов к порфировидным гранитам и сиенитам позволяет считать их более поздней фазой баргузинского интрузивного комплекса.

Граниты характеризуются светло-серой и розовато-серой окраской и мелкозернистым сложением. Структура гипидноморфная, нередко гранулитовая. Состав — плагиоклаз (40%), микроклин (25%), кварц (до 30%), иногда в незначительной примеси биотит. Акцессорные минералы: рудный, апатит, циркон, ортит. Вторичные процессы развиты в гранитах слабо и выражаются в апатитизации биотита, пелитизации полевых шпатов.

Контактовое воздействие гранитов на вмещающие порфировидные граниты весьма незначительное. Сами же лейкократовые граниты в приконтактовых участках часто превращаются в аплиты.

Аплиты (rPt_2b) и *пегматиты* (rPt_2b) имеют наибольшее распространение в пределах развития двух вышеописанных фаз гранитов баргузинского интрузивного комплекса, жильными производными которых они являются. Вне пределов развития этих гранитов аплиты и особенно пегматиты отмечаются очень редко.

Аплиты залегают жилами, мощность которых не превышает 20 м. Простираение жил разнообразное, падение крутое. С вмещающими породами имеют резкие контакты, контактовых изменений не наблюдается. Аплиты существенно состоят из плагиоклаза (25%), микроклина (35%) и кварца (35%). Акцессорные минералы: рудный, циркон.

Пегматиты отмечаются только в виде жил, мощность которых редко превышает 1 м. Обычно это мелкозернистые безцветные минералов розоватые и серые породы. Изредка в пегматитах отмечается биотит, роговая обманка, очень редко мелкие чешуйки мусковита. Структура пегматитов пегматитовая, иногда переходящая в альбандах жил в аплитовую.

В гранитах обеих фаз баргузинского комплекса, а также в аплиты, не отмечены какие-либо полезные ископаемые, за

исключением пирита, образующего обильную вкрапленность в них, но не представляющего здесь практического значения. В пегматитах иногда отмечается вкрапленность молибдена.

БИРАМЫНСКИЙ КОМПЛЕКС (Pz,br)

Этот комплекс в пределах листа известен лишь в виде жильных образований и представлен микродиоритами, единцами, эссекситами, диабазами и диабазовыми порфиритами.

Нижняя возрастная граница пород комплекса определяется по взаимоотношению их с отложениями кембрия, которые они прорывают. Однако верхняя возрастная граница всех этих образований не определена. Поэтому отнесение их к породам бирамынского интрузивного комплекса является довольно условным.

Микродиориты имеют буроватую окраску. Под микроскопом наблюдается призматическизернистая структура. В составе микродиорита резко преобладает плагиоклаз—андезин. В нем в большом количестве присутствует мусковит (вторичный по биотиту) и кварц. Акцессорный минерал — апатит. Вторичные минералы — серицит и сидерит.

Жилы *эссекситов* пластовые и секущие, мощностью до 1,5 м, обнаружены в кембрийских доломитах по кл. Адяну-Парамскому (Салоп, 1954, Малышев, 1957). Цвет эссекситов красный и темно-коричневый. Макроскопически в свежем изломе видно большое количество биотита.

Л. И. Салоп выделяет среди эссекситов несколько разновидностей — эссекситы, эссекситовые диабазы, оливковые эссекситовые диабазы, эссекситовые диабазовые порфириты, лейкократовые эссекситы и эссексит-аплиты. Эссекситы и эссекситовые диабазы характеризуются диабазовой структурой. В их составе отмечаются биотит, авгит, плагиоклаз, калишпат, хлорит, карбонат, клиноцоизит, эпидот, апатит, лейкоксен и рудный минерал. Калишпат находится примерно в одинаковом или в несколько большем количестве, чем плагиоклаз. Оливковые эссекситовые порфириты характеризуются наличием порфировидных выделений оливина, авгита, биотита, располагающихся в тонкозернистой основной массе, сложной биотитом, альбитом, калишпатом, хлоритом. Альбит в этих породах заметно преобладает над калишпатом. Эссекситовые диабазовые порфириты отличаются от вышеописанных пород отсутствием среди порфировидных выделений оливина и большим количеством калишпата в основной массе. Лейкократовые эссекситы содержат в значительном количестве калишпат (до 40—50%). Эссексит-аплиты — красные лейкократовые мелкозернистые породы. Структура эссексит-аплитов гипидноморфнозернистая. Состав: калишпат, авгит, альбит, биотит, апатит, рудный минерал.

Одиниты прорывают в ряде участков гранитоиды баргузинского интрузивного комплекса и более древние породы в виде крутопадающих жил мощностью до 3 м. В более западных участках Южно-Муёвского хребта (Жалсабон, 1956) единиты прорывают породы нижнего кембрия (санскую серию). Эти метанократовые массивные породы характеризуются порфировой, реже панидоморфной структурой.

В порфировых разновидностях вкрапленники представлены оливином, пироксеном, иногда биотитом. Основная масса мелкозернистая, сложена плагиоклазом, роговой обманкой. Оливин вкрапленников замещается серпентинитом, хлоритом, тальком, карбонатом. Пироксен замещен по краям зерен роговой обманкой, биотитом, карбонатом.

Диабазы и диабазовые порфириты отмечены в виде секущих и согласных жил в различных участках листа. Они секут гранитоиды муёвского и баргузинского комплексов. К северу от границы листа, в бассейне р. Правого Мамакана жилы диабазов известны в послекембрийских гранитах (Тихонов, 1956). Диабазы и диабазовые порфириты обычно сильно изменены, часто до состояния амфиболитов. Для порфиритов характерны псевдоморфная, реликтовая диабазовая и порфировая структуры. Призматические кристаллы плагиоклаза первичной породы часто распознаются лишь по псевдоморфозам сосюрита. Темноцветные минералы, располагающиеся между призмами плагиоклаза, замещены мелкочешуйчатым хлоритом, карбонатом.

КАЧОЙСКИЙ КОМПЛЕКС (Pz:k)

Породы этого комплекса представлены гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и диорит-сенитами. Все эти породы прорывают кембрийские отложения. Верхняя возрастная граница их неизвестна, поэтому отнесение их к нижнему палеозою в значительной степени условно.

Гранит-порфиры в пределах листа известны только в виде даек. Значительная часть их прорывает кембрий в районе верхнего течения р. Келяны. Гранит-порфиры отмечены также в бассейне р. Анё, где они прорывают докембрийские образования. Макроскопически это серые и желтоватые породы с порфировыми выделениями. Вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом, микроклином, кварцем и псевдоморфозами мусковита. Основная масса гранитовая, переходная к лепидогранобластовой, состоит из альбита, микроклина, кварца, в меньшем количестве чешуек мусковита и новообразованной эпидота, хлорита. Для этих пород характерна вкрапленность пирита.

Гранодиорит-порфиры отмечаются в единичных дайках мощностью до 20 м. Это порфировидные мезократовые породы с вкрапленниками плагиоклаза, замещающегося серици-

том, карбонатом, иногда кварцем. Основная масса характеризуется микропегматитовой, участками гипидиоморфной структурой, состоит из альбита, микроклина и кварца, подчиненного биотита.

Диорито-сениты отмечены в виде двух небольших штоков. Один из них прорывает кембрийские доломиты в верховьях кл. Адяна-Парамского. Второй шток залегает в гранитоидах баргузинского комплекса в бассейне р. Шуриды. Макроскопически это лейкократовые красные породы или зеленовато-красные (в случае значительного содержания темноцветов). Состав: микроклин (40%), плагиоклаз—андезин (20%), пироксен (25%), биотит (15%). В лейкократовых разновидностях количество темноцветных минералов резко сокращается. Вторичные изменения проявляются в альбитизации и эпидотизации полевых шпатов.

Очевидно с качоийским комплексом связаны *золотоносные кварцево-сульфидные* жилы, отмеченные в бассейнах рек Сунуёкита, Келяны, Шуриды. В бассейне р. Келяны они прорывают отложения кембрия. Жилы эти характеризуются наличием крупных пустот, выполненных друзами кварца и гнездообразных скоплений пирита, галенита, гематита.

МАМАКАНСКИЙ КОМПЛЕКС (Pz:mm)

Породы этого комплекса, представленные *биотитовыми порфировидными гранитами*, известны в верховьях р. Парамы, а также далее к северу, уже за пределами листа. Здесь они слагают батолит изометрической, почти округлой формы, известный под названием Парамской интрузии, являющейся по отношению к вмещающим породам дискордантной.

На исследованной площади граниты не контактируют с породами моложе нижнепротерозойских. Однако в бассейне р. Мамакана (севернее площади листа) аналогичные граниты называются контактовые вследствие на породы кембрия, выражающиеся в мраморизации и тремолитизации карбонатных отложений (Тихонов, 1956). Верхняя возрастная граница этих гранитов не установлена. Исходя из общей тектонической позиции района, Л. И. Салоп связывает внедрение интрузий мамаканского комплекса с завершающимися фазами каледонского тектогенеза.

Граниты Парамской интрузии серые или розовато-серые, в большинстве случаев порфировидные, реже крупнокристаллические равномернозернистые породы с массивной текстурой, без каких-либо признаков ориентировки минералов и катаклаза. В составе гранита главную роль играют микроклин (55%), ортоклаз, плагиоклаз (олигоклаз № 15), кварц, биотит. Микроклин иногда с пертитовыми вростками плагиоклаза. Акцессорные минералы — циркон и апатит.

Характерна сравнительная свежесть породы. Отмечается лишь незначительная серицитизация плагиоклазов и пелитизация калишпата.

Описываемые граниты в пределах листа контактируют исключительно с гранитами муйского комплекса. Контактные изменения в последних незначительны и выражаются в слабых окварцеваниях. Более значительные воздействия граниты мамаканского комплекса оказывают на осадочные породы кембрия. По данным Салопа и Тихонова эти воздействия отмечаются в зонах шириной до 2000 м. В псаммитовых породах они проявляются в регенерации зерен кварца, новообразовании в цементе серицита, хлорита, мусковита, железистого карбоната, стилипномелана, турмалина, апатита (Салоп, 1954). В карбонатных породах отмечается образование скарнов, тремолитизация и мраморизация (Тихонов, Ревякин, 1954—1957).

В районе неизвестны какие-либо рудопроявления, связанные непосредственно с мамаканским интрузивным комплексом. Следует отметить, что в верховьях р. Парамы в Парамском гранитном массиве металлометрической съемкой установлен ореол рассеяния олова.

ТЕКТОНИКА

Лист О-50-XXXI располагается в южной части Средне-Витимской горной страны. Согласно последним взглядам на тектоническое развитие этого региона (Салоп, 1954; Тихонов, 1956), территория листа находится во внутреннем поясе дуги байкалит-протерозойской геосинклинали, простирающейся от оз. Байкал, в район р. Средний Витим. Восточнее, в Северо-Муйском и Южно-Муйском хребтах, известны выходы архейских пород, игравшие в течение всего протерозоя и начале палеозоя роль жестких глыб и оказавшие непосредственное влияние на ход тектонического развития в описываемом районе.

В геологической истории района достаточно определенно выделяются пять тектоно-магматических циклов, приведших к образованию различных по возрасту структур — архейских, нижнепротерозойских, верхнепротерозойских, нижнепалеозойских и мезо-кайнозойских.

Архейские структуры имеют место в Северо-Муйской и Южно-Муйской глыбах за пределами листа, поэтому их описание здесь не приводится.

Нижнепротерозойские структуры имеют отчетливо выраженное северо-западное простирание, что подчеркивается вытянутостью в этом направлении полос распространения эффузивно-осадочных образований кильянской толщи и гранитных интрузивов. В районе выделяются две крупные структуры, которые в масштабе листа можно назвать структурами первого порядка.

Первая из них — синклинальная шириной 15—20 км — протягивается через всю площадь листа в северо-западном направлении. Ось ее проходит примерно через следующие пункты: верховья р. Мудирикана, устье кл. Амакана, среднее течение р. Ирбо. Значительные участки этой структуры уничтожены более поздними магматическими образованиями и разрывными нарушениями. В наиболее сохранившейся части структуры, расположенной южнее р. Муи, ядро ее сложено кислыми эффузивами. В крыльях наряду с последними отмечаются мощные пачки метаморфизованных осадочных пород и основных эффузивов. Здесь, более полно представлено северо-восточное крыло, хотя и оно пронизано многочисленными интрузивами. Юго-западное крыло сохранилось лишь в виде ксенолитов. К северу от р. Муи уцелело лишь северо-восточное крыло структуры, сложенное кислыми и основными эффузивами с прослоями осадочных пород. Юго-западное крыло здесь представлено лишь отдельными ксенолитами, а ядро полностью уничтожено крупным батолитом гранитов. Строение описываемой структуры симметричное. Углы падения ее крыльев колеблются в пределах 40—85°.

Вторая структура, антиклинальная, смежная с первой и располагается от нее к северо-востоку. Ось ее проходит по правобережью р. Парамы. Эта структура сохранилась значительно лучше. Ядро ее сложено метаморфизованными терригенными породами, перемежающимися с основными и кислыми эффузивами. На обоих крыльях, помимо указанных пород, выявляются горизонты известняков. Данная структура также имеет симметричное строение. Углы падения ее крыльев достигают 85°. В северо-восточной части листа она периклинально замыкается. Углы падения крыльев в этой части структуры достигают 50°.

На фоне этих крупных структур выделяются структуры более высоких порядков — от складок длиной в несколько сот метров (иногда первые километры) до мелких складок, длина которых выражается сантиметрами и первыми метрами. Все эти структуры, начиная от самых мелких и кончая крупными, характерны простым симметричным строением и довольно крупным (50—70°) падением крыльев.

Широко распространены в нижнепротерозойских сланцах, реже в карбонатных породах и эффузивах, явления кливажатечения, в некоторых участках переходящего в кристаллизационную сланцеватость. В сланцах часто наблюдаются мелкие складки волочения. В отдельных местах отмечались и явления будинажа, приведшего к образованию своеобразных пород, внешне напоминающих конгломераты. Например, в одном участке правобережья р. Анё в кильянской толще наблюдалось большое количество пластовых жил гранитов муйского интрузивного комплекса. В результате будинажа жилы гранита

разорваны на отдельные блоки округлой и эллипсовидной формы, напоминающие гальку и валуны.

Помимо складчатых структур, в нижнем протерозое были заложены крупные разломы, протягивающиеся в Киянскую тектоническую зону, протягивающуюся в том же направлении, что и складчатые структуры. Эта зона в пределах Северо-Муйского хребта вытянута вдоль долины р. Келяны, а к югу от Муйской впадины, в пределах Южно-Муйского хребта, продолжается в бассейне р. Анэ и уходит далее к юго-востоку за пределы листа. Имеется ряд признаков, указывающих на главный характер разломов этой зоны. Более подробная характеристика этой зоны приведена ниже.

Разнообразные магматические породы нижнего протерозоя по отношению к нижнепротерозойским складчатым движениям могут быть подразделены на доорогенные, к которым относятся гипабиссальные интрузии гранит-порфиров и трондьемитов, интрузии габброидов и гипербазитов, и синорогенные, к которым принадлежат граниты. Первая группа пород лишена характерных следов протектоники — линейных или плоских структур. Значительные изменения их состава и структур вызваны более поздними процессами метаморфизма. Для гранитов же, внедренные которых, очевидно, связано с главной фазой нижнепротерозойского тектогенеза, весьма характерны протектастические структуры, проявляющиеся в линейной и плоскостной ориентировке минералов.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Ввиду весьма незначительного распространения отложений верхнего протерозоя в пределах листа, данные о структурах этого возраста весьма ограничены. Верхнепротерозойские отложения, сохранившиеся в узких грабенах Киянской тектонической зоны в районе нижнего течения р. Келяны, смяты в складчатые линейные структуры того же простирания, что и структуры нижнего протерозоя. В грабене на правобережье р. Келяны породы мухтунной свиты залегают моноκлинално, погружаясь в северо-восточном направлении. В западной части грабена здесь выходят базальные конгломераты, которые в направлении на северо-восток перекрываются песчаниками, сланцами, эффузивами. Очевидно, в грабене сохранилось лишь крыло антиκлиналной структуры, ядро которой располагалось юго-западнее.

В другом грабене, расположенном на левобережье р. Келяны, отложения мухтунной свиты смяты в антиκлиналную складку. Размеры этой структуры, ограниченные размерами грабена, достигают 8 км в длину и 3 км в ширину. Ось складки вытянута в меридиональном направлении. Восточное крыло ее погружается под более пологими углами (30—45°), чем западное (65°).

Более мелкие складки, осложняющие вышеописанные сравнительно крупные структуры, как правило, характерны крупным падением крыльев (порядка 40—80°, иногда вертикальные), что свидетельствует о значительной интенсивности верхнепротерозойских складчатых движений.

В верхнем протерозое продолжается развиваться Киянская тектоническая зона, заложённая в нижнем протерозое. Верхнепротерозойские отложения в пределах этой зоны развиты серий субпараллельных разломов северо-северо-западного простирания.

С верхнепротерозойской фазой складчатости связано внедрение громадного батолита гранитов баргузинского комплекса. Этот батолит является согласным по отношению к верхнепротерозойским и нижнепротерозойским структурам. Однако элементы протектоники — линейные и плоскостные структуры — в этих гранитах отмечаются лишь в отдельных участках широкой приконтактной полосы и совершенно отсутствуют в остальных частях батолита. Это свидетельствует о внедрении последнего в сравнительно спокойных посторогенных условиях.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Кембрийские отложения в пределах листа приурочены к Киянской тектонической зоне, располагаясь здесь в глубоких грабенах среди более древних образований. Структурный план этих отложений полностью подчинен более древнему структурному плану. Изучая кембрийские структуры на более обширной площади Средне-Витимской горной страны, Л. И. Салоп (1954) приводит достаточно убедительные материалы и доказательства тому, что — «...структурно-фациальные зоны каледонид в этом районе совпадают с зонами древних глубинных разломов... В начале нижнего кембрия эти зоны продолжали существовать в виде глубоких геосинκлиналных прогибов, в которых накапливались мощные терригенные толщи, но уже в конце этого периода, перед отложением карбонатной толщи, они, по видимому, были заполнены осадками, а окружающие их поднятия снивелированы эрозией» (Салоп, 1954, стр. 63).

На исследованной площади такой зоной глубинных разломов является Киянская зона. В ее пределах терригенные отложения нижнего кембрия в зависимости от расположения в различных ее участках имеют различный характер. На восточной периферии зоны, т. е. на склоне Северо-Муйской глыбы, эти отложения имеют резко сокращенную мощность (40—50 м). Во внутренних же участках зоны мощность терригенных отложений достигает нескольких тысяч метров. В более позднее время, в период отложения карбонатной толщи, характер отложений и их мощность в периферических и внутренних участках зоны почти одинаковы, что свидетельствует об утрачивании Северо-Муйской глыбой своей прежней структурной роли поднятия.

Нижнепалеозойские складчатые структуры представлены довольно крупными пологими складками. Ряд таких структур, по своей форме более похожих на брахискладки, наблюдается на водоразделе рек Келяны и Парамы. Одна из синклинальных складок подобного типа отмечена здесь в бассейне кл. Анкты. Ядро ее сложено известняками среднего кембрия, а крылья — известняками и доломитами нижнего кембрия. Складка имеет симметричное строение с углами падения крыльев в пределах 20—50°. На участке центрального замыкания складки, юго-восточнее кл. Анкты, на водоразделе последнего и кл. Адяна-Келянского, углы падения также достигают 35°. В плане складка имеет эллипсовидную, почти округлую форму с значительным удлинением к северо-западу; она осложнена более мелкими складками длиной до нескольких сотен метров. Последние также пологие, с углами падения крыльев от 5 до 35°. Часть аналогичной синклинальной складки наблюдается в верховьях кл. Адяна-Парамского. В сохранившемся северо-восточном крыле ее обнажены конгломераты и песчаники маманской толщи, а в ядре доломиты нижней янгудской свиты. Углы падения крыла не превышают 40°.

Пологая синклинальная структура отчетливо фиксируется также на водоразделе р. Келяны и кл. Золотого. В менее затронутом разрывными нарушениями северо-восточном крыле этой синклиналы углы падения не превышают 30—35°.

Следует также отметить, что в аналогичные пологие складки кембрийские отложения смяты и за пределами исследованной площади, к северу от нее — в бассейнах рек Среднего Мамана и Правого Мамакана (Салоп, 1954; Тихонов, 1955—1957). Однако вблизи разрывных структур кембрийские отложения смяты более интенсивно. Так, например, на левобережье р. Келяны в прилегающих к Киянскому надыгу участках кембрийские отложения смяты в крутые мелкие складки, углы падения крыльев которых достигают 75—80°. На водоразделе кл. Золотого и р. Келяны и на правобережье последней вблизи разломов также наблюдаются крутые складки с углами падения крыльев до 85°, а иногда и 90°. Л. И. Салоп (1954) указывает на наличие вблизи разрывных структур изоклинальных и опрокинутых складок.

Каледонский цикл тектогенеза сопровождался значительным развитием разрывных нарушений, основная часть которых развилась в пределах Киянской тектонической зоны. Эта зона состоит из системы грабенов, в наиболее глубоких из которых сохранились кембрийские отложения.

Следует отметить, что изучение нижнепалеозойских структур как в пределах листа, так и в смежных с ним районах (к северу от него), имеет большое значение в связи с дискуссионностью вопроса об общей геотектонической позиции района в нижнем палеозое. Автор присоединяется к точке зрения Салопа. Послед-

ний на основании сопоставления мощностей, фаций, степеней метаморфизма кембрийских отложений и интенсивности проявлений посткембрийского магматизма Байкальской горной области и Саянской геосинклинальной области приводит к заключению, что первая из них, в которую входит и район Средне-Витимской горной страны, имеет своеобразные черты развития. «Эта «остаточная» геосинклиналь, расположенная в стороне от главной зоны каледонид, как бы завершает в самом начале нижнего палеозоя геосинклинальную стадию развития протерозойского подвижного пояса Байкальской горной страны» (Салоп, 1954, стр. 71).

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Мезо-кайнозойские структуры представлены на исследованной площади поднятиями Северо-Муйского и Южно-Муйского хребтов и расположенной между ними Муйской впадины. Образование этих структур связано с начавшимся в мезозое крупным вздутием земной коры, протягивающимся вдоль южной окраины Сибирской платформы и известным под названием Байкальского сводного поднятия. В процессе формирования этого вздутия в сводовой его части образовалась система впадин байкальского типа, к числу которых и принадлежит Муйская впадина. В формировании указанных впадин первостепенную роль играли разломы и, по-видимому, менее значительную — складчатые дислокации (Павловский, 1948; Флоренсов, 1954, 1955). Участие последних в формировании Муйской впадины пока еще не доказано.

Части сводового поднятия — Южно-Муйский и Северо-Муйский хребты — возвышаются над Муйской впадиной в среднем на 1000—1500 м. Первый из них представлен на исследованной площади северным склоном, а второй — южным.

Муйская впадина не представляет собой единую структуру и состоит из ряда отдельных различной величины впадин, расположенных кулисообразно (см. рисунок). Система этих впадин вытянута в широтном направлении, однако составляющие эту систему отдельные впадины вытянуты под углом к ней — на северо-восток (северо-восток 40—75°). Наиболее крупная впадина в этой системе, которую можно назвать собственно Муйской, располагается восточнее территории листа. Эта впадина, имеющая протяженность более 200 км и ширину около 50 км, охватывает нижние участки бассейнов рек Муи и Парамы и продолжается к востоку, на правобережье р. Витима. Юго-западное ответвление этой впадины, заходящее в бассейн р. Мудирикана, названо Мудириканской впадиной. Северо-западнее Мудириканской впадины расположена Горбылокская, имеющая протяженность 30 км и ширину 5—7 км. Еще западнее находится Муяканская впадина, западная часть которой

простирается за пределы листа. Юго-западнее Горбылокской и Муяканской впадин имеется еще впадина (Д. Жалсабон, 1955—1957), которую можно назвать Верхне-Муянской.

Мудириканская, Горбылокская и Муяканская впадины, которые либо целиком, либо значительной своей частью расположены на исследованной площади, имеют асимметричное строение. Южные и юго-восточные склоны их, ограниченные крупными разломами, возвышаются над дном впадины крутыми уступами, высота которых достигает 2000 м.

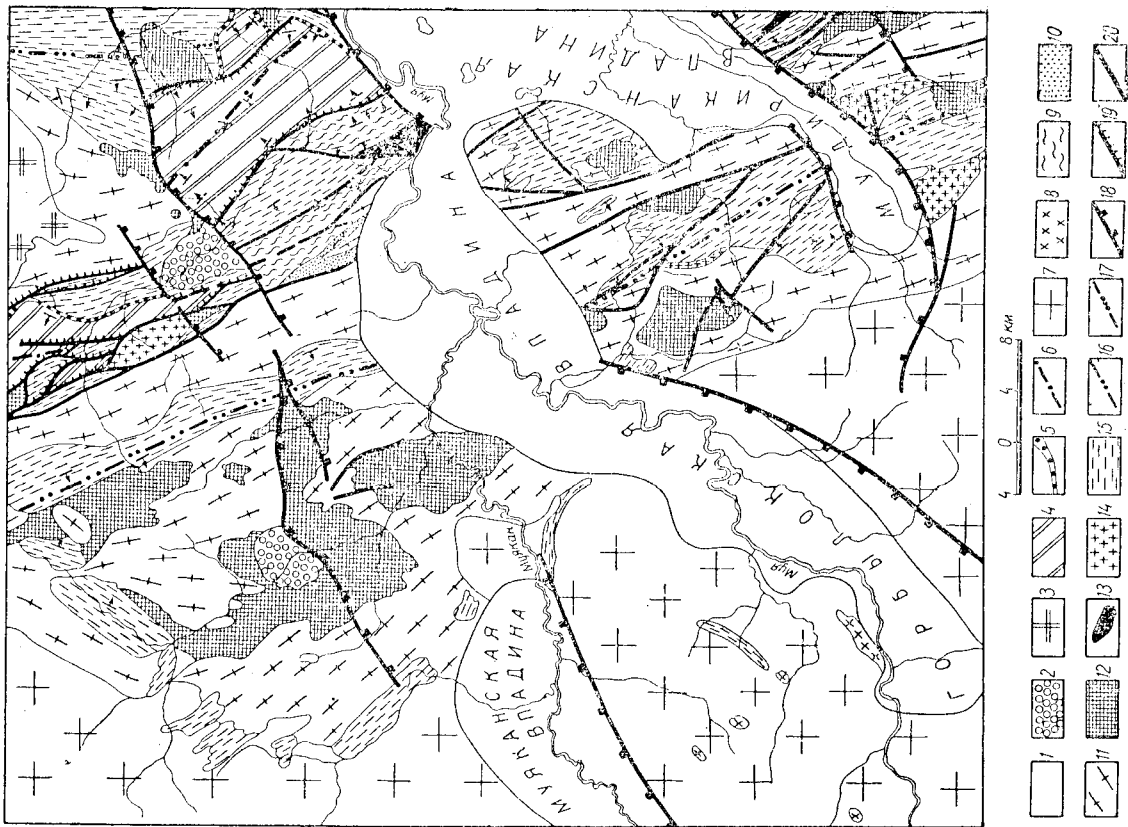
Северные склоны пологие, постепенно переходящие в дно впадины. Каких-либо признаков разломов здесь не наблюдается.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Все разрывные нарушения исследованной площади могут быть разделены на две группы. В первую группу входят более древние разломы, вытянутые, как правило, в северо-западном направлении. Эти разломы не выражены в рельефе. Во вторую группу входят молодые разломы, обычно хорошо выраженные морфологически. Они вытянуты в широтном или в субширотном направлении и секут разломы первой группы.

Основная часть разломов первой группы располагается в пределах Киянской тектонической зоны, которая протягивается вдоль долины р. Келяны на севере листа и пересекает под прямым углом долину р. Мудирикана в южной его части. Ширина зоны колеблется от 8 до 20 км, а протяженность лишь в пределах листа достигает 80 км. Разломы зоны представлены субпараллельно ориентированными надвигами и сбросами. Вдоль некоторых разрывов размещаются линзовидные интрузии гипербазитов нижнего протерозоя, например, в устьевой части р. Келяны, на правом склоне долины р. Анё. Аналогичные интрузии гипербазитов, приуроченные к отдельным разломам Киянской зоны, известны и вне пределов листа как на северо-западном продолжении этой зоны, в бассейне р. Среднего Мамакана (Тихонов, 1954—1955; Петров, 1957), так и на юго-востоке, в бассейне р. Тулуи (Тамбовцев, 1951).

Выше уже указывалось, что разломы Киянской зоны были заложены еще в нижнем протерозое. Об этом свидетельствует наличие галек милонитов в конгломератах мухтунной свиты и приуроченность к отдельным разломам гипербазитов нижнепротерозойского возраста. Судя по пересечению некоторыми разломами зоны кембрийских отложений, развитие ее продолжалось вплоть до нижнего палеозоя. Длительность развития указанной зоны, приуроченность к ней гипербазитов, региональный характер развития и расположение ее на границе различных структурно-фациальных областей протерозойской геосинклинали — типичные признаки глубинных разломов, отмеченные



Тектоническая схема юго-западной части Средне-Витимской горной страны Кайнозой: 1 — рыхлые отложения Муянской впадины; 2 — рыхлые отложения озерных котловин, образовавшихся в результате подпора рек тектоническими (разрывными) уступами; 3 — посткембрийские граниты. Нижний палеозой: 4 — янгульская толща (нижняя янгульская свита); 5 — мамаканская толща сокращенной мощности; 6 — оси кембрийских синклиналичных структур. Верхний протерозой: 7 — граниты, граносиениты, сиениты; 8 — мелкозернистые граниты; 9 — осадочные образования верхнего протерозоя и ориентировка их структур; 10 — базальтные конгломераты верхнего протерозоя; 11 — ориентировка их структур; 12 — габброиды; 13 — гипербазиты; 14 — субвулканические интрузии гранит-порфиров и трондхемитов; 15 — флувиально-осадочные образования нижнего протерозоя и ориентировка их структур; 16 — оси нижнепротерозойских синклиналичных структур; 17 — оси нижнепротерозойских антиклинальных структур. Разрывные структуры: 18 — мезо-кайнозойские разломы, выраженные морфологически; 19 — посткембрийские разломы, заложенные вновь и по древним разломам; 20 — докембрийские разломы.

еще Л. И. Салопом (1954 г.). По данным Л. И. Салопа, большинство надвиговых чешуй в зоне падает на юго-запад, что указывает на перемещение чешуй в северо-восточном направлении. Это подтверждено работами А. И. Петрова (1954—1957), а также Малышева, Фомина (1956—1957).

Наиболее крупным в пределах зоны и более полно изученным является Килинский надвиг, протягивающийся вдоль долины р. Келяны по ее левому склону. По этому надвигу докембрийские образования надвинуты на кембрийские породы. Поверхность надвига падает на запад. В различных участках углы ее падения изменяются от 10 до 80°. Амплитуда надвига превышает 1000 м (Салоп, 1954; Петров, 1957). С указанным надвигом (с его оперяющими трещинами) в бассейне кл. Аикты связано Килинское месторождение ртути. Крупные надвиги закартированы нами (Малышев, Фомин, 1956—1957) вдоль долины рек Малой Тукалакты и Анё, которые фиксируются по мощным (в отдельных участках до 1 км) зонам милонитов.

Разломы второй группы, представленные сбросами, окаймляют Муйскую впадину. В пределах листа имеется четыре наиболее крупных разлома такого типа. Первый пересекает среднее течение рек Амнунды, Сунуёкита, Парамы и уходит за пределы листа на восток. Второй и третий протягиваются соответственно вдоль правых склонов долины рек Муякана и Муи. Четвертый проходит вдоль правого склона долины р. Мудирикана. Проследиваясь на исследованной площади на протяжении 50—60 км, разломы эти продолжаютя и далее, достигая весьма значительных размеров по протяженности—до нескольких сотен километров. Амплитуда этих разломов достигает 800 м. С некоторыми из них связаны термальные источники.

Процесс формирования указанных разломов, связанный с развитием Муйской впадины, не закончен и продолжается и в настоящее время. Свидетельством этому служит высокая сейсмичность этой области. В июне 1957 г. в пределах Муйской впадины в нескольких десятках километров восточнее от территории листа произошло крупное землетрясение. В эпицентре, приуроченном к южной периферии впадины, землетрясение достигло силы 10 баллов и привело к образованию громадных обвалов, зияющих трещин, протяженностью в несколько сотен и шириной до 50 м (Солоненко, Тресков, Флоренсов, 1957).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Основные геоморфологические черты района связаны с мезокайзойскими тектоническими процессами, приведшими к формированию таких крупных геоморфологических единиц, какими являются Северо-Муйский и Южно-Муйский хребты и Муйская

впадина. Заложенные едиными тектоническими процессами, эти различные морфологические единицы в дальнейшем явились ареной деятельности различных рельефообразующих процессов, приведших к образованию двух различных геоморфологических областей. В связи с этим в пределах листа выделяются:

Область денудационно-тектонического рельефа.

Область аккумулятивно-тектонического рельефа.

Область денудационно-тектонического рельефа охватывает осевые части и склоны Северо-Муйского и Южно-Муйского хребтов. По характеру главнейших рельефообразующих процессов и морфологическим признакам эта область разделяется на три морфогенетических района.

Высокогорный альпийский рельеф с преобладанием ледниковых экзарационных форм характерен для осевых частей Северо-Муйского и особенно Южно-Муйского хребтов в пределах абсолютных высот, превышающих 1800 м. Ледниковая экзарация привела к образованию в хребтах многочисленных каров, карлингов, трогов. Эрозионные процессы, проявляющиеся в неглубоком врезании в днища трогов современных рек, в формировании этого рельефа играли весьма скромную роль.

Среднегорный сильно расчлененный круто-склонный рельеф с преобладанием эрозионных форм характерен для более низких участков склонов Северо-Муйского и Южно-Муйского хребтов в пределах высоты 1000—1800 м. Ледниковые экзарационные процессы в таких участках играли незначительную роль и на первое место здесь выступают процессы эрозионного расчленения склонов. Довольно хорошо разветвленная гидросеть и значительная глубина эрозионного вреза долин придают району сильно расчлененный характер. Относительные высоты здесь достигают 500—600 м. Однако, несмотря на столь значительную расчлененность, этот рельеф не имеет альпийских форм, которые характерны для вышеописанного района. Здесь водоразделы имеют более спокойные очертания, а местами даже сохраняют плоские поверхности—реликты древнего пенепленизированного рельефа.

Среднегорный слаборасчлененный рельеф с пологими склонами отмечается на некоторых участках склонов, примыкающих к Муйской впадине и распространен на левобережье Муякана выше р. Сунуекит, на левобережье р. Муи выше р. Муякана, на правобережье р. Муи выше р. Мудирикамсита и на левобережье р. Мудирикана.

Абсолютные высоты в пределах развития этого рельефа редко превышают 1400—1500 м. Слабая разветвленность гидро-сети, которая в указанных местах представлена лишь нижними участками рек и ключей—притоков рек Муи, Муякана и Мудирикана, обусловила сравнительно незначительное расчленение

СХЕМА РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Начало формирования современного рельефа района относится к кайнозою, когда неотектоническими процессами были образованы Северо-Муйский и Южно-Муйский хребты и Муйская впадина. Уже с самого начала своего формирования хребты и впадина становятся аренами рельефообразующих процессов различных не только по генезису, но и по направленности. Северо-Муйский и Южно-Муйский хребты подвергаются воздействию денудационных процессов, а Муйская впадина становится областью аккумуляции. С момента своего поднятия Северо-Муйский и Южно-Муйский хребты подвергаются бурному эрозийному расчленению, а наиболее высокие их участки — оледенению.

Вопрос о кратности оледенения Средне-Витимской горной страны до последнего времени являлся неясным и дискуссионным. Однако в последние годы ряд исследователей (Мирчиник, 1955; Жалсобои, 1957) приходят к заключению о трехкратном оледенении этого района. Первое оледенение носило покровный характер и соответствует по времени рисскому оледенению. Второе и третье оледенения имели долинный характер и укладываются оба в вюрмское время (Жалсобои, 1957). Автору в пределах листа удалось установить следы лишь одного, последнего по времени оледенения данного типа.

В последледниковый период начинается новый этап эрозийного расчленения. Судя по незначительности вреза современных рек в ледниковые формы, этот этап имеет сравнительно небольшую протяженность и не успел еще, по-видимому, оказать значительного влияния на формирование современного рельефа.

Муйская впадина с самого начала своего формирования претерпела в области аккумуляции материала сносимого с окружающих хребтов. Возникшая во впадине гидросеть перемывала этот материал, распределяя его равномерно по всей депрессии. В процессе оледенения некоторые ледники окружающие хребтов, достигли и Муйской впадины, загромаждая некоторые ее участки моренами. В периоды интенсивного таяния льда впадина заполнялась водой и претерпела в озеро. Отлагались мощные толщи песков. В последующий за оледенением период началось перемывание и перетолжение моренных и озерных отложений, приведшие к образованию плоской аллювиальной равнины.

Тесную связь с геоморфологией района имеет одно из его основных полезных ископаемых — россыпное золото. Значительные объемы поисковых и разведочных работ на золото на исследованной площади и в смежных районах (Михно, 1942; Олтаржевский, 1945—1951 и др.) дают основание сделать вывод, что формирование золотоносных россыпей в основном происходило еще в доледниковое время, что обусловлено длительностью

этих участков. Водоразделы здесь имеют плоские вершины, часто простирающиеся на многие сотни метров и даже километры. Склоны водоразделов пологие.

Область аккумулятивно-тектонического рельефа охватывает Муйскую впадину. В пределах листа максимальная ширина Муйской впадины 26 км. Дно впадины представляет собой слабо расчлененную поверхность, полого наклоненную к востоку. Наибольшие абсолютные высоты не превышают 1300 м, обычно они близки к 700 м. Относительные отметки достигают в отдельных участках 300 м.

Аккумулятивно-тектонический рельеф впадины представлен тремя описанными ниже типами.

Холмисто-грядовый моренный рельеф отмечается в ряде участков впадины, вблизи крупных долин — трогов, таких как Горбылок-Муйский, Мудирикамскит, Мудирикан, Аневиркан. При выходе из трогов массы льда растекались по Муйской впадине широкими сливающимися языками, образуя ледники подножий, площадь которых достигала 80 км². После отступления (таяния) этих масс льда остались гряды морен, возвышающиеся над современной речной равниной на 200—300 м. Рельеф моренных отложений обусловлен наличием холмов и валов высотой до 50—60 м, разделенных котловинами, которые обычно заняты озерами, разнообразными по форме и величине. Этот рельеф в пределах Муйской впадины наиболее расчлененный.

Мелкохолмистый рельеф озерных и флювиогляциальных отложений развит на обширных площадях и характерен для восточной части впадины.

На правобережье р. Муи, преобладает холмистый рельеф плоско-выпуклыми вершинами и пологими склонами. Величина холмов достигает нескольких сотен метров в длину и до 150 м в высоту. Иногда холмы вытянуты и приобретают форму гряд. Рельеф этого типа менее расчленен по сравнению с моренно-грядовым рельефом. Образование его связано с расчленением первично плоской песчаной равнины небольшими оврагами и долинами временных потоков.

Озерно-аллювиальная равнина занимает около половины площади впадины. Она представлена поймами рек Муи, Муякана, Мудирикана и комплексом их низких террас (до 15 м). Это наименее расчлененная часть Муйской впадины с относительными превышениями до 15 м. Абсолютные отметки в ее западной части достигают 650 м, в восточной 500 м.

Основная часть аллювиальной равнины представлена первой надпойменной террасой высотой 1—3 м, ширина которой достигает 5—6 км. Более высокие террасы отмечаются редко и незначительны по площади. Поверхности террас изобилуют многочисленными старыми руслами, иногда заполненными водой.

периода существования этой древней гидросети и соответственно периода накопления золота в аллювии.

Оледенение сыграло отрицательную роль в формировании золотоносных россыпей. Некоторая часть россыпей была погребена под моренами, что усложняет их поиски и снижает перспективность района.

Россыпи послеледниковой гидросети, имеющей сравнительно незначительный период существования, гораздо менее перспективны. Интересными здесь являются те участки долин, которые приурочены к отрезкам древних долин, пересекают или размытают их своими притоками. В результате перемыва россыпей древних долин, здесь иногда образуются промышленные россыпи и в современных долинах. Примерами служат ключи Адянского и Адяно-Келянского, являющиеся объектами старательских работ в недалеком прошлом.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

До недавнего времени территория листа и примыкающие к ней площади привлекали внимание исследователей исключительно из-за своей золотоносности. Здесь был известен ряд приисков по разработке россыпного, а в последние годы и рудного золота. Однако уже в процессе поисков и разведки золота в районе был выявлен ряд рудопроявлений свинца, а в последние годы в результате площадных съемок — рудопроявления ртути, хризотил-асбеста и других полезных ископаемых. В настоящее время на территории листа известны месторождения и рудопроявления ртути, золота, молибдена, свинца, меди, никеля, кобальта, хрома, титана, хризотил-асбеста, горного хрусталя, флюорита. Кроме того, шлиховым и металлогенетическим опробованием установлены ореолы рассеяния олова, висмута, марганца. В пределах листа имеется термальный источник.

РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ртуть. Впервые киноварь в шлихах была установлена в среднем течении р. Келяны в 1950 г. (Л. И. Салоп, З. В. Студенникова, Б. А. Курбатов), в 1953 г. было открыто коренное месторождение киновари (П. В. Калашников, А. И. Петров), известное под названием Келянского. С 1953 по 1957 г. проводилась разведка месторождения (А. И. Петров, В. М. Кандер).

Келянское месторождение ртути расположено в пределах Келянской тектонической зоны, на левом склоне долины р. Келяны, близ пересечения двух крупных разломов. Один из них надвиг, входящий в систему Келянской тектонической зоны, — протягивается вдоль р. Келяны на северо-запад. Другой разлом (сброс) протягивается в широтном направлении, пересекая надвиг. Оба разлома являются рудоуправляющими струк-

турами, хотя роль каждого из этих разломов в формировании месторождения остается не вполне ясной. В виде предположения считается, что сброс широтного простирания играл роль рудоуправляющего канала, а Келянский надвиг — рудораспределительного канала (Петров, Кандер, 1957).

Месторождение располагается в долинах нижнего кембрия, в которых выявлено шесть рудных зон, вытянутых вдоль зон дробления, являющихся опережающими трещинами выщелачивания крупных разломов. Длина рудных зон колеблется в пределах 60—200 м, ширина от 0,3 до 5 м. Средняя ширина наиболее мощной зоны 1 м. В указанных рудных зонах доломиты сильно окварцованы. Рудные минералы представлены в основном киноварью, второстепенное значение имеют антимонит, сидерит, шприт, сфалерит, галенит. Из нерудных минералов, помимо карбоната, отмечаются кварц, реже флюорит, тальк, барит, самородная сера. Запасы самой мощной и богатой зоны составляют 124 т ртути. Запасы по остальным зонам не подсчитаны, так как разведка месторождения была прекращена.

Шлиховое опробование кл. Аикты, в приустевой части которого располагается Келянское месторождение, показало, что киноварь в его аллювии встречается и выше по течению от указанного месторождения. Это дает основание считать, что масштабы оруденения здесь не ограничиваются шестью выделенными рудными зонами.

Следует отметить, что киноварь в 1956 г. отмечена и в другом участке Келянской зоны — в бассейне р. Правого Мамакана, несколько севернее листа О-50-XXXI (В. Л. Тихонов, Л. В. Ревакин, А. Скарюкин). Здесь также отмечается приуроченность оруденения к местам пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простираний в пределах карбонатных пород кембрия.

Связь ртутного оруденения района с какими-либо магматическими образованиями не установлена. Нет данных и о возрасте оруденения. Имеющиеся прямые признаки (возраст рудоуправляющих разломов) дают возможность датировать оруденение лишь в весьма широком возрастном диапазоне: нижний палеозой — кайнозой.

Золото. Промышленные россыпи золота известны в трех участках — в долинах ключей Младенческого, Адяно-Парамского и Адяно-Келянского. Указанные россыпи разрабатывались с 1899 по 1949 г. С 1940 по 1951 г. эти участки входили в поле деятельности разведочных и поисковых работ треста Золоторазведка. Ниже приводятся краткие данные о россыпях указанных ключей по материалам треста.

Ключ Младенческий (13). Россыпь русловая, находится в 4—4,5 км от устья ключа. Судя по старым выработкам, россыпь имела длину 600—650 м. Золото исключительно крупных фракций (100—300 мг), часты самородки весом 1—3 г. Пред-

положительно из россыпи, которая почти выработана, добыто 40—50 кг металла (Олтаржевский, Дубнин, 1951).

Ключ Адян-Парамский (22). Здесь обрабатывались россыпи русла, невысоких террас и 10—15-метровой террасы по правому берегу ключа. Россыпь длиной в 3—3,5 км приурочена к верхней половине ключа. Предполагательно из россыпи добыто 200—220 кг золота. В целиках и отвалах зимней промывки, помимо, сохранились значительные запасы (Дубнин, Олтаржевский, 1951).

Ключ Адян-Келянский (27). По ключу разрабатывались россыпи русла и низких террас (до 5 м). Русловая россыпь начнется в 2,6 км от устья и протягивается на расстоянии 4 км. Количество добытого из россыпи золота определяется примерно в 180 кг. По данным Олтаржевского (1951) в целиках и в отвалах, в которых содержание золота достигает 0,8—1 г/м³, сохранились запасы золота, оцениваются примерно, в 270 кг. Всего, запасы золота по ключу Адян-Келянскому составляли 450 кг.

Попутно с золотом из россыпей ключа добывался осмистый иридий, содержание которого доходило до 10% от содержания золота.

Значительный объем поисковых и разведочных работ на золото был проведен в долине р. Келяны. В 1945 г. П. М. Олтаржевский определил запасы долины в 16,5 т металла. Однако дальнейшими поисковыми работами с применением бурения (Дубнин, 1951) эти подсчеты были опровергнуты и не было обнаружено промышленных россыпей даже для дражной отработки.

В процессе съёмочных работ (Малышев, 1955) отмечена концентрация золота в долине левого притока р. Ирбо (левый приток р. Сунуёкита), в двух участках долины р. Сунуёкита и в долине р. Муи, ниже устья р. Горбылка-Муёйского (36). В притоке р. Ирбо золото присутствует почти во всех шлиховых пробах в виде единичных знаков. Также отмечается в долине Сунуёкита близ устья кл. Богодикана и ниже кл. Доголдына. В последнем участке в пробах насчитывалось до 11 знаков золота весом 0,01 г или 0,5 г/м³ породы.

Первоисточниками золота в двух первых участках являются золотоносные кварцево-сульфидные жилы, выходящие поблизости на склонах долин. Кварцевые жилы являются, очевидно, первоисточником золота и на третьем участке, хотя они здесь и не выявлены. Все три участка заслуживают дальнейшего изучения.

Рудное золото известно в пяти точках в северной части листа. Три рудопроявления, расположенные в бассейне р. Келяны, известны по материалам П. М. Олтаржевского (1951 г.). Две точки находятся в бассейне р. Сунуёкит (Малышев, 1955).

Рудопроявление в районе левого притока р. Ирбо — *Ирбинское рудопроявление* — представлено золотоносной кварцево-сульфидной жилой. Мощность жилы 0,25—0,3 м, простирание к северо-востоку. Кварц водянисто-белый с многочисленными крупными (до 10 см в поперечнике) пустотами, выполненными друзами кварца. В кварце отмечается видимое золото в виде зерен размером до 1,5 мм. Пробирный анализ одной шпунтовой пробы показал содержание золота в кварце 5,6 г/т.

Кроме золота, в кварце отмечаются скопления гематита, малахита, хризоколла. Вмещающие жилы породы представлены эффузивами келянской толщи — диабазами и кварцевыми порфирами, подвергшимися сильным гидротермальным изменениям — окварцеванию, хлоритизации, эпидотизации, карбонатизации. Полоса этих измененных пород шириной 30—50 м расположена на северо-запад более чем на 1 км. В указанной полосе измененных пород кварцевые жилы, аналогичные вышеописанной, но без видимого золота, отмечаются очень часто. Однако опробование некоторых из этих жил показало содержание золота не более 0,2 г/т.

Второе рудопроявление — *Богодиканское* — находится на водоразделе ключей Богодикана и Аикты (левые притоки Сунуёкита). Здесь среди россыпи нижнепротерозойских биотитовых гранитов (${}^{187}\text{Pt}$) обнаружены свалы кварца с пустотами, выполненными друзами кварца, и с включениями кристаллов галенита. Размер глыб достигает 35 см. Содержание золота в кварце по данным одной пробы равно 49,4 г/т.

Третья точка находится в долине кл. Большого (правый приток р. Келяны), в 8 км от устья. Здесь среди сланцев келянской толщи отмечена серия кварцевых прожилков мощностью 1—10 см. Мощность зоны прожилков 30—50 м. Кварц обохренный, с мелкой вкрапленностью сульфидов и видимым золотом. Анализы не проводились (Олтаржевский, 1951).

В ключе Золотом в 4 км от устья среди песчаников и конгломератов нижнего кембрия отмечены кварц-карбонатные жилы мощностью до 0,5 м. В забандах жил присутствуют пирит, халькопирит, борнит, медная зелень. Золото содержится в количестве до 1,2 г/т (Олтаржевский, 1951).

На левом склоне долины р. Келяны, близ устья кл. Тани, в метаморфических сланцах и песчаниках келянской толщи отмечается зона дробления, обогащенная сульфидами: пиритом, халькопиритом, пирротином. Ширина зоны 50—60 м. Она прослежена на 1000 м. Содержание золота 1,2—0,8 г/т (Олтаржевский, 1951).

Хром, никель, кобальт. Рудопроявления этих металлов известны на правом склоне долины р. Анё (Анёкское рудопроявление), где они связаны с одним из массивов гипербазитов Анёкской группы, основная часть которого располагается за преде-

мощность не более 0,5 м. Галенит отмечен в виде отдельных включений и гнезд. Содержание его до 1—3%.

Указанные рудопроявления свинца не представляют практического интереса за исключением своей ценности при поисках золоторудных кварцевых жил. Последние в данном районе очень часто содержат галенит как парагенетический минерал золота.

Медь. Медные рудопроявления отмечены в четырех участках. В трех из них (по р. Ирбо и в бассейне р. Шуринды) медь связана с кварцевыми жилами (2, 5, 32). Медные минералы здесь представлены халькопиритом, хризоколлой, малахитом. Сами по себе эти медные рудопроявления не представляют практического интереса, но в двух из указанных жил содержится золото в количестве до 5,6 г/т. В связи с этим нахождение медных минералов в кварцевых жилах может являться положительным признаком при поисках рудного золота.

Четвертое рудопроявление меди отмечается в доломитах нижнего кембрия в долине кл. Золотого. Здесь в долине бокового притока ключа, в 50—70 м от его устья, медные минералы (халькопирит, малахит) были отмечены по трещинкам в доломитах. Масштабы оруденения невелики—длина зоны 0,5—0,6 м, мощность—3—5 см.

Титан. Рудопроявление титана (Шуриндинское рудопроявление) связано с габбро и габбро-диабазами, обнажающимися в виде небольшого массива на правом склоне долины р. Шуринды в среднем ее течении (31). Титан заключен в титаномагнезите, вкрапленном в габбро и габбро-диабазы. Площадь распространения таких вкрапленных руд достигает соген квадратных метров, но достаточно точно не околтурена. Химические анализы шугфных проб (2 шт.) показали содержание TiO_2 2,2%. Не исключена возможность наличия здесь более богатых руд.

Олово известно лишь в виде ореола рассеяния в истоках р. Мурин—правого притока р. Парамы по данным металлометрического опробования (21). Здесь олово отмечается в количестве от следов до 0,003%. Указанный ореол расположен в границах мамаканского комплекса (γPz_m), что дает основание предполагать генетическую связь оловянного рудопроявления с данными гранитами.

Висмут часто отмечается в шлиховых пробах в виде висмута в основном в районах развития гранитоидов баргузинского комплекса. В истоках левого верхнего притока р. Мудрикана по данным шлихового опробования выделяется ореол рассеяния висмута (38), в пределах которого висмутин отмечается в каждой пробе в количестве редких знаков и знаков.

Марганец. Ореол рассеяния марганца (40) выделен по результатам шлихового опробования на водоразделе рек Верхней Оньи и Анеэвиркана, где марганцевый минерал отмечается

лами листа. В указанном массиве были обнаружены свалы глыб хромита размером до 40 см в поперечнике. В коренном залегающем хромиты не обнаружены. Минералогический анализ шугфных проб хромитов, а также микроскопическое изучение последних показали, что из рудных минералов 65—80% составляют хромшпинелиды и 1,5—10% магнетит. В отдельных шугфах отмечаются единичные мелкие зерна пирита. Из нерудных минералов присутствуют уваровит и серпентин (до 30%) и редкие зерна оливина и сфена. Текстура руды вкрапленная. Порядок выделения минералов: нерудные, хромшпинелиды, магнетит, пирит. Спектральный анализ семи проб хромитов показал присутствие в них никеля и кобальта. Никель отмечается от 0,1% до 3%, а кобальт от 0,01 до 1%. Следует также отметить, что спектральным анализом никель в количестве до 3% и кобальт—до 0,1% обнаружены в листовниках, которые широко развиты в этом же участке массива гипербазитов.

Молибден. Рудопроявления молибдена (1, 23, 29) отмечены в трех участках площади листа, тяготеющих к полю распространения гранитов баргузинского комплекса ($\xi--\gamma Pz_b$). Во всех случаях оруденение связано с пегматитовыми жилами и практического интереса не представляет.

Кроме наблюдавшихся визуально рудопроявлений, в юго-восточном углу листа выявлено два ореола рассеяния молибдена. Первый из них (39) фиксируется по данным шлихового опробования и охватывает истоки р. Анеэвиркана и его правых верхних притоков. Здесь в восьми пробах обнаружен молибденит и вульфенит. Все эти пробы группируются на протяжении около 10 км вниз от истока р. Анеэвиркан. Как молибденит, так и вульфенит представлены в пробах редкими знаками. Данная площадь рассеяния молибдена размещается на гранитах нижнего протерозоя (γPz_m), в которых отмечаются ксенолиты эффузивов и сланцев кильянской толщи и гранит-порфиров (γPz_{tp}).

Второй ореол рассеяния выделяется на левом склоне долины р. Анё по результатам металлометрического опробования. Здесь в 12 пробах отмечен молибден, иногда в количестве до 0,01%. Этот участок сложен эффузивами и сланцами кильянской толщи.

Первоисточниками указанного ореола рассеяния являются, по-видимому, дайки гранит-порфира Качойского интрузивного комплекса (γPz_k). В одной жиле гранит-порфира, расположенной в пределах этого ореола, химическим анализом установлено содержание Mo до 0,008%.

Свинец. Свинец отмечается в виде галенита в кварцевых жилах в пяти участках. Три из них расположены в бассейне р. Келяны, в верхней половине ее течения. По одной жиле кварца с галенитом отмечено в бассейне р. Сунуэки и на левом склоне долины р. Анё. Во всех случаях жилы кварца имеют

в пробах в виде редких знаков и знаков. Площадь ореола слюжена эффузивами килянской толщи. Первоисточник марганца неизвестен.

НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Хризотил-асбест известен в двух участках — на левом склоне долины р. Келяны, в приустьевой ее части (Усть-Килянское месторождение) и на правобережье Анё (Анёское рудопроявление). В обоих участках хризотил-асбест связан с массивами серпентинитов.

Усть-Килянское месторождение открыто в 1953 г. (П. В. Калашников, А. И. Петров). В 1954 г. на месторождении были проведены детальные поисковые работы, которыми установлено проявление асбестоносности на площади 0,19 км². Здесь выявлены мелкий и сетчатый типы жилков хризотил-асбеста с длиной волокна до 10 мм, изредка до 20 мм. По механической прочности асбест относится к нормальному типу (не ломок). Линейные замеры показывают содержание волокна от 0,15 до 4%. В 1957 г. А. И. Петровым и В. М. Кандером были ориентировочно подсчитаны запасы хризотил-асбеста этого участка, равные 100 тыс. т волокна (Петров, Кандер, 1957).

Хризотил-асбест в массивах *Анёнской группы* отмечается на значительных площадях. Так, например, в 3 км к востоку от листа асбест отмечен на площади 250 × 300 м, причем возможно, что она продолжается и далее к юго-востоку. На правобережье р. Анё отмечаются одиночные простые и сложноторочечные жилы, сетчатый и мелкопрожилковый виды жилкования. Длина волокна достигает 40 мм в простых и сложноторочечных жилах и 8—10 мм в сетчатом и мелкопрожилковом асбесте.

нормальной прочности.

Амфибол-асбест известен на правом склоне долины р. Келяны против кл. Аикты (Калашников, 1953). Асбест отмечен в хлоритово-актинолитовых сланцах, залегающих среди метаморфизованных песчанков килянской толщи и представлен четырьмя параллельными жилками мощностью до 5 см, в раздувах до 10 см. Асбест поперечноволокнистый, с длиной волокна до 10 см. По простиранию жилки прослежены на 10 м.

Горный хрусталь отмечен в районе правого притока р. Ирбо в той же кварцевой жиле, что и видимое золото (6). В частях пустотах жилы, размеры которых достигают 10—15 см, отмечаются друзы горного хрусталя. Мелкие кристаллы кварца, длиной 1—1,5 см и сечением до 1 см, наиболее правильно ограничены и более прозрачны. Крупные кристаллы длиной до 4—5 см и сечением 3—4 см представлены, как правило, только пирамидой и очень короткой призмой. Прозрачны в таких кристаллах лишь головки пирамид. Не имеющие сами по себе практического значения, эти кристаллы могут явиться положительным признаком при поисках пьезокварцевого сырья.

Флюорит в виде мелких кальцито-флюоритовых прожилков отмечен на водоразделе ключей Адяна-Келянского и Адяна-Парамского (28). Прожилки находятся в доломитах нижнего кембрия и имеют мощность до 0,5 см, в раздувах до 1,5 см. Протяженность прожилков не превышает 25 см. Флюорит в прожилках составляет около 50%, остальную их часть составляет кальцит. Флюорит окрашен в фиолетовый цвет.

Исследованный район богат разнообразными строительными материалами, такими как песок, гравий, известняки, граниты и др. Местное население, например, использует известняки, обнажающиеся близ пос. Таксимо для получения извести. Как показывают анализы, среди известняков нижней части амгинского яруса встречаются довольно чистые разновидности, пригодные, по-видимому, не только для производства строительных материалов, но и для использования в химической промышленности.

Термальный источник известен на правом берегу р. Муи, в 5 км выше устья р. Шуринды. Здесь на площади 5 × 20 м сквозь аллювиальные наносы р. Муи пробивается ряд пульсирующих струек с общим дебитом около 0,1 л/сек. Вода прозрачная, издает слабый запах сероводорода, с неприятным горьковатым привкусом. Температура воды источника 35—40°. Данный источник расположен вблизи крупного разлома, протягивающегося вдоль правого склона долины р. Муи, и, по-видимому, пространственно связан с оперяющими его трещинами. Очевидно, попадая в приповерхностных участках в мощные аллювиальные наносы р. Муи, глубинные воды смешиваются здесь с поверхностными водами, теряя часть своих первоначальных качеств.

Бальнеологическое значение указанного источника остается невыясненным, так как исследования его в этом отношении не проводились. По сведениям местных жителей, источник используется ими для лечения ревматизма.

Говоря о перспективах района в отношении полезных ископаемых, в первую очередь следует выделить, как наиболее интересную в этом отношении, Килянскую тектоническую зону. Именно к этой зоне, как к рудоконтролирующей структуре, приурочено месторождение киновари в бассейне р. Келяны. К юго-востоку от бассейна р. Келяны на площади листа вряд ли можно ожидать открытия нового месторождения ртути, так как здесь в пределах тектонической зоны и близости от нее отсутствуют благоприятные вмещающие породы. Однако уже в 2—3 км за рамкой листа, на продолжении Килянской зоны такие породы (мощные толщи карбонатных отложений по кл. Дядину) выявляются (Мальшев, 1956). Этот участок, равно как и другие участки Килянской тектонической зоны, где будут выявлены благоприятные вмещающие породы, должны стать объектами дальнейшего изучения.

Остальная площадь листа, сложенная преимущественно интрузивными образованиями и эффузивными породами, не является перспективной для поисков ртуть.

С Килианской тектонической зоной, как указывалось выше, связаны и интрузии гипербазитов, в которых выявлены месторождения и рудопроявления хризотил-асбеста, хрома, никеля и кобальта. Весьма возможно, что с ними может быть связана и платина. В связи с этим интерес вызывает прослеживание Килианской зоны к юго-востоку от листа, где она почти не изучена. В этом направлении по соседству с листом О-50-XXXI было отмечено несколько асбестоносных массивов серпентинитов и ливинитов с рудопроявлениями кобальта, никеля, хрома (Малышев, 1956, 1957). Необходимо провести дальнейшее изучение Килианской зоны в направлении ее простирання к юго-востоку, где могут быть обнаружены новые массивы серпентинитов и связанные с ними месторождения никеля, кобальта, хрома и, возможно платины.

Представляет интерес также и рудное золото района, особенно золотоносные кварцевые жилы. Несомненно этих жил гораздо больше в исследованном районе, чем указано в тексте и на карте, и поэтому они заслуживают более детального изучения, хотя бы на отдельных участках. В первую очередь следует провести более детальные работы в районе водораздела рек Келяны и Ирбо, где уже известны жилы с промышленным содержанием золота (до 49 г/т) и где геологическая обстановка (зоны гидротермально-измененных пород, к которым приурочены золотоносные кварцевые жилы) наиболее благоприятна для обнаружения новых золотоносных жил.

Район привлекает внимание к себе также по россыпному золоту. В первую очередь необходимо исследовать более детально участки долин р. Ирбо и Сунуёкита, где отмечены ореолы рассеяния россыпного золота. Необходимо также обратить внимание на участки современной гидросети, перемывающей отложения древних долин, особенно в западной половине листа. В восточной части листа такие участки в основном уже отработаны.

Интерес вызывают гранит-порфиры и граудиорит-порфиры Качойского комплекса, в которых отмечено молибденовое оруденение. Значительное распространение в районе гранит-порфиров дает основание выделить его в число перспективных в отношении редкометалльного оруденения. В первую очередь здесь следует более детально изучить район бассейнов рек Анё и Анё-виркана, где отмечены ореолы рассеяния молибдена.

Учитывая, что на исследованной площади значительное распространение имеют габброидные породы, а в одном участке отмечены вкрапленные руды титана, район следует отнести к перспективным также в отношении нахождения в нем титанового сырья.

Обращают на себя внимание ореолы рассеяния висмута в пределах распространения гранитоидов баргузинского комплекса и олова в районе развития гранитов мамканского комплекса.

В связи с вышесказанным автор рекомендует провести в районе следующие работы:

1. Поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000 на площади 300—400 км² в бассейнах рек Анё, Верхняя Оньо и далее к юго-востоку на продолжении Килианской тектонической зоны уже за пределами листа О-50-XXXI с основной целью:

а) выявления здесь месторождений киновари;

б) выявления новых интрузивов гипербазитов и связанных с ними месторождений хрома, никеля, кобальта, хризотил-асбеста, а возможно, и платины, а также более детального исследования с той же целью уже выявленных интрузий гипербазитов;

в) выявления месторождений молибдена в пределах известных ореолов рассеяния его в бассейнах рр. Анё и Анёвиркана.

2. Поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000 на площади 400—450 км² в бассейне р. Сунуёкит и водоразделе последней и р. Келяны с основным заданием:

а) выяснение масштабов уже известных золотоносных кварцевых жил и выявления новых жил;

б) выявление золотоносных россыпей в долинах рек Ирбо и Сунуёкит;

в) поисков пьезо-кварцевого сырья.

3. Одновременно с вышеуказанными работами провести проверку Шуриндинского рудопроявления титана и выявленных ореолов рассеяния висмута и олова.

4. Учитывая перспективность в отношении полезных ископаемых Килианской тектонической зоны и связанного с ней пояса гипербазитов, на соседних листах О-50-XXXII и N-49-II, куда уходит юго-восточное продолжение этой зоны, в ближайшее время провести геологосъемочные работы масштаба 1:200 000.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В исследованном районе комплексных гидрогеологических исследований не проводилось. Поэтому данная глава написана по материалам, полученным нами в процессе поисково-съемочных работ.

По условиям формирования и распространения подземные воды могут быть разделены на трещинные воды и грунтовые воды областей развития мощных четвертичных рыхлых образований.

Трещинные воды по условиям образования разделяются на два типа: а) жильные воды, поднимающиеся по крупным разломам, б) трещинные воды зоны выветривания.

Жильные трещинные воды в районе приурочены к крупным мезо-кайнозойским разломам, окаймляющим Муйскую впадину. Один из источников, питающихся такими водами, находится в пределах леса в долине р. Муй, близ устья р. Шуринды, в зоне крупного разлома, протягивающегося вдоль правого склона долины р. Муй (источник описан выше). Повышенная температура воды источника указывает на ее глубинную циркуляцию. В приповерхностных участках, попадая в мощные рыхлые наносы долины р. Муй, жильные воды смешиваются с грунтовыми водами.

Трещинные воды зоны выветривания образуются в районе за счет атмосферных осадков. Значительную роль в питании этих вод играют процессы конденсации водяных паров в глубине каменных россыпей. В обрывистых склонах долин рек Шуринды, Верхней Оньо, Муририкана, Анёвиркана, Анё и некоторых других, сложенных гранитами, эффузивами и метаморфическими породами кильанской толщи, наблюдалось просачивание трещинных вод в виде капезжа, очень редко в виде небольших источников, дебит которых не превышает 0,015—0,03 л/сек.

Значительно большее распространение трещинные воды имеют в районах распространения карбонатных пород кембрия. В этих участках иногда довольно крупные реки и ключи, как р. Келяна, ключи Золотой, Адян-Келянский, Адян-Парамский полностью просачиваются по трещинам на глубину и текут на значительных расстояниях по подземным руслам (карстовые воды).

Грунтовые воды особенно широко распространены в Муйской впадине и во всех более или менее широких речных долинах, в которых имеются достаточно мощные рыхлые отложения. Питание грунтовых вод идет за счет фильтрации атмосферных и трещинных вод в рыхлые отложения. В муйской впадине значительную роль в питании грунтовых вод играет фильтрация в рыхлые отложения почти всех речных потоков, выходящих в пределы впадины из горных областей. Например, при выходе в Муйскую впадину полностью исчезают с поверхности потоки рек Б. и М. Тукалакты, Акукана, Амакана, Шуринды, Анё, Анёвиркана и др.

Изученный район располагается в области распространения многолетней мерзлоты. Последняя отмечается здесь повсеместно. В заболоченных участках Муйской впадины многолетняя мерзлота начинается сразу же под почвенно-растительным слоем, а в более сухих участках — на глубине не более 2—3 м. Данных о мощности мерзлых грунтов в этом районе не имеется. Горные выработки, проходившие нами в аллювии Муйской впадины на глубину до 10 м, оставались в пределах многолетней мерзлоты.

В условиях многолетней мерзлоты, по Н. И. Толстихину, выделяется три категории грунтовых вод: 1) надмерзлотные, 2) межмерзлотные, 3) подмерзлотные.

Надмерзлотные воды залегают на глубине 2—3 м на мерзлых грунтах, которые играют роль водоупора. Питание их осуществляется за счет атмосферных и поверхностных вод. Особенно широко они развиты в Муйской впадине, часто вызывая заболачивание обширных ее участков.

Межмерзлотные воды находятся в мерзлых грунтах в жидкой и твердой фазе.

Подмерзлотные воды не изучены.

Грунтовые воды, располагаясь в районе на небольшой глубине, создают неблагоприятные условия для поисков и разведки россыпных месторождений в летнее время, так как заталпливают горные выработки.

О-50-XXXI (Северо-Муйская партия, 1955). Фонды Буряцкого геол. упр., 1956.
Малышев А. А. Отчет о поисково-съемочных работах масштаба 1:200 000 в южной части листа О-50-XXXI (Северо-Муйская партия, 1956). Фонды Буряцкого геол. упр., 1957.

Михно Н. П. Средне-Витимская горная страна (отчет о геологопоисковых работах Баргузинской экспедиции за 1943—1947 гг.). Фонды Буряцкого геол. упр.

Михно Н. П. Отчет о геоморфологических исследованиях в верхнем течении р. Келяны и в Муйской впадине. Фонды Буряцкого геол. упр., 1949.
Олтаржевский П. М. Отчет о геологопоисковых работах в Келяно-Мамаканском районе за 1945—1947 гг. Фонды Буряцкого геол. упр., 1951.

Петров А. И., Кандер В. М. Геологическое строение и полезные ископаемые левобережной части среднего течения р. Келяны и верховьев р. Среднего Мамакана (отчет Келянской партии по геологопоисковым работам за 1954—1956 гг.). Фонды Буряцкого геол. упр.

Салоп Л. И., Студенников Ш. В., Курбатов Б. А. Отчет о геологопоисковых и поисковых работах в Средне-Витимской горной стране. Фонды Сосновской экспедиции, Иркутск, 1951.

Салоп Л. И. Краткая объяснительная записка к предварительной геологической карте Олекмо-Витимской горной страны. Фонды Сосновской экспедиции, Иркутск, 1951.

Салоп Л. И., Шалек Е. А. Новые данные о геологии Средне-Витимской горной страны (отчет Северо-Байкальской тематической партии за 1954 г.). Фонды Иркутского геол. упр.

Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А. Предварительный отчет по обследованию плейстоценовой области Муйского землетрясения 27 июня 1957 г. Фонды Буряцкого геологического управления 1957.

Тамбовцев М. М. Отчет о геологопоисковых и поисковых работах в районе южного склона Южно-Муйского хребта (бассейны рек Тулдуни, Тулдуни и левобережье р. Бамбуйки). Фонды Сосновской экспедиции. Иркутск, 1951.

Тихонов В. Л., Ревякин Л. В., Огиенко К. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Правого и Среднего Мамакана (отчет Средне-Мамаканской геологической партии за 1954—1955 гг.). Фонды Иркутского геол. упр. Иркутск, 1956.

Тихоно В. Л., Ревякин Л. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 листа О-50-XXV. Объяснительная записка (рукопись). Фонды Буряцкого геол. упр., 1956.

Местейр А. К. Горная область Северо-Муйского хребта. Тр. ВГРО, вып. 197, 1932.
Мирчинк С. Г. К оледенению южных склонов Южно-Муйского хребта. Вопросы геологии Азии, т. II, изд. АН СССР, 1953.

Павловский Е. В. Геологическая история и геологические структуры Байкальской горной страны. Тр. Инст. геологии АН СССР, вып. 99, 1948.

Салоп Л. И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. Гостехиздат, 1954.

Флоренсов Н. А. Геологическое строение Бурят-Монголии. Мат. по изуч. производит. сил Бурят-Монгольской АССР. Вост.-Сиб. филиал АН СССР, вып. I, 1954.

Флоренсов Н. А. Проблемы изучения неотектоники на территории Бурят-Монгольской АССР. Мат. по изуч. производит. сил Бурят-Монгольской АССР. Вост.-Сиб. филиал АН СССР, вып. I, 1954.

Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин Байкальского типа. Вопросы геологии Азии, т. I. Изд. АН СССР, 1955.

Фондовая

Другов С. И. Материалы по геологии Средне-Витимской горной страны. Фонды Иркутского геол. упр., 1952.

Другов С. И. Тектоника Байкало-Патомского нагорья. Фонды Иркутского геол. упр., 1954.

Другов С. И. Протерозой Байкало-Патомского нагорья. Фонды Иркутского геол. упр., 1955.

Дубинин Н. Г. Отчет о производственной деятельности Средне-Витимской экспедиции за 1950 г. Фонды Буряцкого геол. упр., 1953.

Дубинин Н. Г. Отчет о производственной деятельности Средне-Витимской экспедиции за 1951 г. Фонды Буряцкого геол. упр., 1953.

Жалсабон Д. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. О-49-VI. Объяснительная записка (рукопись). Фонды Иркутского геол. упр.

Калашников П. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Келяны. Фонды Буряцкого геол. упр., 1953.

Ляхович В. В. Ультраосновные породы Средне-Витимской горной страны в связи с их возможной алмазоносностью. Фонды Иркутского геол. упр., 1952.

Малышев А. А., Шмеркин В. И., Кобылкина Д. Н. Отчет о поисково-съемочных работах масштаба 1:200 000 в северной части листа

Приложение 1

Список материалов, использованных для составления карты полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1	Олтаржевский П. М.	Отчет о геологических работах в Келяно-Мамаканском р-не за 1945—1947 гг.	1951	Фонды Бурятского геологического управления, № 02649
2	Дубинин Н. Г.	Отчет о производительной деятельности Средне-Витимской экспедиции за 1951 г.	1953	Фонды Бурятского геологического управления, № 272
3	Калашников П. В.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Келяны	1953	Фонды Бурятского геологического управления, № 01708
4	Мальшев А. А., Шмеркин В. И., Кобылкина Д. Н.	Отчет о поисково-съемочных работах м-ба 1:200000 в северной части листа О-50-XXXI (Северо-Муйская партия, 1956 г.)	1956	Фонды Бурятского геологического управления, № 1189
5	Мальшев А. А., Фомин М. М., Шмеркин В. И.	Отчет о поисково-съемочных работах м-ба 1:200000 в южной части листа О-50-XXXI (Северо-Муйская партия, 1956 г.)	1957	Фонды Бурятского геологического управления, № 01249
6	Петров А. И., Кандер В. М.	Геологическое строение и полезные ископаемые левобережной части среднего течения р. Келяны и верховьев р. Средн. Мамакана (отчет Келянской партии по геологическим работам за 1954—1956 гг.)	1957	Фонды Бурятского геологического управления, № 1184
7	Мальшев А. А.	Отчет о контрольных и увязочных маршрутах в бассейнах рек Келяны и Анё	1958	Фонды Бурятского геологического управления

Список промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе О-50-XXXI
 Приложение 2

№ на карте	Индекс на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использованного материала по списку	Примечание
20	1-3	Келянское месторождение ртuti	Не эксплуатируется	К	3,6	Выявлено в рудных зонах в доломитях нижнего кембрия, выявленных в ряде зон дробления
27	II-4	Алян-Келянское месторождение золота	Оработано, не эксплуатируется	Р	1	Россыли русловые и низкие террас (до 5 м). Получено с золотом добываемая осмистый иридий, содержание которого доходит до 10% от содержания золота
22	II-4	Алян-Парамское месторождение золота	Оработано, не эксплуатируется	Р	1	Россыли русловые и низкие террас (10—15 м). В пещерах и отвалах зимней промышленности сохранялись значительные запасы
13	1-2	Мадяцское месторождение золота	Оработано, не эксплуатируется	Р	1	Россыль русловая. Выработана почти полностью, добыто 40—50 кг металла
26	II-4	Усть-Келянское месторождение асбеста хризотитового	Не эксплуатируется	К	3,6	Связано месторождение с массивом серпентинитов. Длина волока 10 км, изредка до 20 км, содержащее волокна от 0,15 до 4%. Ориентированные запасы 100 тыс. т

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе О-50-XXXI карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс по клетке на карте	Название (местонахождение) полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования зованного материала по списку	Примечание
40	IV-4	Река Берх. Оньо Маранец	Орога рассеянная марганцевых минералов	5	Марганцевые минералы присутствуют в шлахтах в виде знаков и единичных знаков
31	III-3	Шуриндинское рудопро-явление титана	В габро-кварцевом титано-магнетита. Химический анализ установил содержание TiO_2 2,22%	5	Вкрапленность титаномагнетита наблюдается на площадях в нескольких сот квадратных метров
33	IV-4	Анское рудопро-явление хромита	Свалы хромита среди серпентинитов. Содержание хромшпинелидов в руде достигает 60-80%, руды вкраплен-ные. Размер глыб до 40 см	4	Хромиты в свалах отменя-лись на площади 30-50 м. на склоне к. д. Дядино
5	1-2	Ирбинское рудопро-явление меди	Кварцево-сульфидная жила мощно-стью 0,3-0,35 м. Сульфиды пред-ставлены пиритом, кроме того, отме-чается гематит и медные минералы-хризосола и малахит. В кварце отмечено видимое золото	4	Минералы меди образуют крупные гнезда (до 5 см в поперечнике)
2	1-2	Второе Ирбинское рудопро-явление меди	Кварцевая жила мощностью до 0,35 м, быстро выклинивающаяся по падению. В кварце гнездобразные скопления халькопирита, пирита и нирротина	4	В жилах пробным анализом установлено наличие золота до 0,4 г/т

32	VII-3	Шуриндинское рудо-про-явление-меди	Кварцевая жила с халькопиритом и малахитом	5	Спектральным анализом установлено содержание меди до 0,01% и золота 0,1 г/т
15	1-3	Развалок к.л. Золоторо, левого притока р. Кельны Медь	В доломитах нижнего кембрия валь-трешин отмечается малахит и халь-копирит. Содержание меди до 0,1%	7	Масштабы оруденения невелики—линия зоны 0,5-0,6 м, мощность 3-5 см
42	IV-4	Анское рудопро-явление свинца	Кварцевая жила с галенитом. Мощ-ность жилы 10 см, прослежена на копиит. Содержание меди до 0,1%	5	Легенит в виде гнезд мелко-кристаллической массы, размером до 2 см
9	1-2	Болодикинское рудо-про-явление свинца	В свалах кварцевой жилы гнездоб-разные скопления мелкозернистого галенита и единичные крупные кри-сталлы размером до 0,5 см	4	Жила оплывалась как золотосодержащая (Болодикин-ское рудопро-явление золота)
11	1-2	Киянское рудопро-явление свинца (к.л. Большая, правый приток р. Кельны)	Свалы кварца с галенитом	3	Легенит наблюдается в одной глыбе
12	1-2	Второе Киянское рудо-про-явление свинца (к.л. Большая, правый приток р. Кельны)	Глыба кварца с галенитом. Кристаллы галенита размером до 2,5 см в длину и до 1 см в поперечнике	3	Глыбы кварца отмечены среди гранитов
17	1-3	Танинское полиметалл-ное рудопро-явление (к.л. Тани, правый приток р. Кельны)	Свалы кварцевой жилы с вкраплен-ностью галенита и халькопирита. Судя по обломкам кварца, мощность 80-90 см	3	Замечается увеличение содержания галенита и халькопирита в глыбах жилы
34	IV-4	Анское рудопро-явление никели	Никель обнаружен в хромитах спек-тральным анализом в количестве до 3%	7	Отмечается в виде никеле-вых пеллетов на поверхности глыб хромитов
35	IV-4	Анское рудопро-явление кобальта	Кобальт обнаружен в хромитах спектральным анализом в коли-честве до 1%	7	Макроскопически, минера-логическим анализом и в поперечных шлифах не обнаружен

№ по карте	Индекс по клетке на карте	Название (местонахождение) проявленная и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ используемого материяла по списку	Примечание
8	1-2	Ботликанское рудо- проважение золота (бассейн р. Сунькита)	Содержание золота 49,4 г/т. Сульфиды представляют галенитом	4	Кварц с пустотами, выпоненными друзами кварца. Размер глыб до 35 см
4	1-2	Ирбнское рудопроявление золота	Кварцево-сульфидная жила с видимым золотом. Содержание золота 5,6 г/т. Сульфиды — пирит. Отметены также хризосокола, малахит, гематит	4	Кварц волнисто-белый с многочисленными пустотами, выпоненными друзами горного хрусталя
18	1-3	Киянское рудопроявление золота	Зона обогащения в метаморфических сланцах, обогащенная сульфидами. Прослежена зона на 1000 м, ширина 50—60 м. Содержание золота 1,2—0,8 г/т	1	Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, пирротином
10	1-2	Кл. Вольшой, правый приток р. Келяны Золото	Кварцевые прожилки с видимым золотом среди сланцев киянской толщи. Мощность каждого из них от 1 до 10 см	1	Кроме золота, наблюдалась медная вкрапленность сульфидов; анализ не проведен
16	1-3	Развлок кл. Золото, левое притока р. Келяны Золото	Кварц-карбонатная жила мощностью до 0,5 м. Содержание золота 1,2 г/т	1	Жила отличается средним содержанием медь
3	1-2, 3	Верховья рек Келяны и Ирбо Золото	Ореол рассеяния по данным шли-хорого опробования	1,4	Золото присутствует в шпихах в виде единичных знаков
7	1-2	Бассейн р. Сунькита Золото	Ореол рассеяния по данным шли-хорого опробования	4	Золото присутствует в шпихах в виде единичных знаков
14	I, II-3, 4	Бассейн р. Келяны Золото	Ореол рассеяния по данным шли-хорого опробования	1, 2, 3, 6	Золото присутствует в шпихах в виде знаков, единичных знаков
24	II-2	Бассейн р. Сунькита Золото	Ореол рассеяния по данным шли-хорого опробования	4	В отдаленных пробах содержится золото до 0,5 г/т
37	IV-2	Р. Муя, ниже устья р. Горбылка-Муиского Золото	Ореол рассеяния по данным шли-хорого опробования	5	Золото присутствует в шпихах в виде единичных знаков
29	III-1	Лопринское рудопроявление молибдена	Мелкие жилы перматита с молибденом	4	Жилы перматита секут пнейсы нижнего протерозоя
1	I-1	Сунькитское рудопроявление молибдена	Жила перматита с мелкими чешуйчатыми молибденами. Мощность жилы 5 м	4	Молибденит обнаружен только на одном участке этой жилы, общая просеженная длина которой 150 м
23	II-1	Уряхское рудопроявление молибдена	Глыбы перматита с кристаллами молибдена	4	Кристаллы молибдена группируются в гнезда. Размеры кристаллов до 0,5 см
39	IV-3, 4	Бассейн р. Аньвяркана	Ореол рассеяния по данным шли-хорого опробования	5	В шпиховых пробах единичные знаки молибдена
41	IV-4	Левый склон р. Аньвяркана	Ореол рассеяния по данным металометрического опробования	5	Молибден отмечен в 12 пробах с содержанием до 0,01% и вульфенита
21	I-4	Верховья р. Мурина (приток р. Парамы) Олово	Ореол рассеяния по данным металометрического опробования	4	Содержание олова — от следов до 0,003%
19	I, II-3, 4	Бассейн кл. Аиктан Ритль	Ореол рассеяния по данным шли-хорого опробования	6	Кинояр почти повсеместно наблюдается наряду с золотом
38	IV-3	Источники левого верхнего притока р. Аньвяркана Бисмут	Ореол рассеяния висмутитом по данным шлихового опробования	5	Висмутин отмечается в пробах в виде редких знаков и знаков

№ по клетке на карте	Индекс	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ зованного материала по списку	Примечание
6	I-2	Ирбинское рудопровя- ление горного хрусталя	Горный хрусталь отменяется в пу- столах кварцевой жилы, размеры которых достигают 10 см в попе- речнике. Кристаллы достигают размера 4—5 см в длину и сечением до 4 см	4	Более прозрачные мелкие кристаллы—длиной до 1—2 см и сечением до 1 см. Крупные кристаллы недо- развиты и имеют короткую, которая не прозрачна Флюорит фиолетовый и составляет 40—50% жилы
28	II-4	Аланское рудопровя- ление флюорита	В виде мелких (мощностью до 1,5 см) кальцитово-флюоритовых прожилок в доломитах нижнего кембрия отмечено 2 прожилка длиной по 20—30 см	7	Асбест имеет нормальную прочность и хорошо распу- щается. За пределами асбест хризотил-асбест имеет большое распространение Асбест поперечно-волокни- стый. Результаты анализа еще не получены Химический анализ воды не проведен
36	IV-4	Анское рудопровяе- ние асбеста хризо- тилового	Связано с серпентинитами в которых хризотил-асбест отменяется в виде прожилок до 40 мм мощностью. Отменяется так же мелкопрожил- ковый асбест	5	Отмечен в аффузьях и зеленых сланцах клявской толщи
25	II-3	Клявское рудопровя- ление асбеста амфи- болового	Несколько мелких источников с общим дебитом около 0,1 л/сек. Температура воды 35—40°. Связан с зоной разлома	3	5