

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ РСФСР
БУРЯТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаба 1:200 000

СЕРИЯ ПРИБАЙКАЛЬСКАЯ

Лист N-49-VI

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составитель *Д. Жаладон*
Редактор *П. М. Хренов*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
от 24 марта 1960 г., протокол № 12



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1962

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-49-VI расположена в Байтовском районе Бурятской АССР, между следующими географическими координатами: 113° 00' и 114° 00' в. д. и 55° 20' и 56° 00' с. ш.

По своим морфологическим чертам район резко разделяется на две области. Первая — это высоко поднятые горы — Муяканский и Южно-Муянский хребты, вытянутые в северо-восточном направлении. В осевой части хребты изобилуют острыми гиками с крутыми каменистыми склонами и ледниковыми каррами. Абсолютные отметки их колеблются в пределах 2000—2700 м. Вдоль южных склонов хребтов прослеживаются выровненные поверхности — остатки древнего пенеплена. Вторая область включает Муяскую и Ципо-Байтовскую впадины, протгивающиеся в том же северо-восточном направлении. Дно впадин представляет собой довольно выровненную поверхность, на которой имеются отдельные холмы — реликты погребенного рельефа.

Основными водными артериями являются крупные реки Ципа и Муя с их притоками. Ширина русел их колеблется от 100 до 200 м, глубина достигает 3—4 м. Они имеют многочисленные притоки, которые в виде мелких ручьев зарождаются в карах и цирках высокогорной области, затем в предгорье объединяются в стремительные горные потоки, текущие по узким углубленным порожистым троттовым долинам. По выходе из горьцовой области реки приобретают спокойное течение, русла их расширяются. В пределах впадин реки меандрируют и медленно несут свои воды по широким заболоченным долинам.

Площадь листа изобилует озерами разного происхождения. Пойменные озера Муяской и Ципинской впадин представляют собой типичные старицы или реликты древнего единого водного бассейна. Многочисленные озера в горах образованы деятельностью ледников. Это озера выпадивания, подпруживания и каровые. Встречаются термокарстовые и карстовые озера.

В экономическом отношении район развит слабо. От транс-сибирской железнодорожной магистрали он удален на 600—

700 км. Население приисков Уоакита и Михайловского занимается добычей золота. Связь с районным центром с. Богдарино осуществляется по тропам на лошадах и оленях, а с областным центром г. Улан-Удэ — авиатрассой.

В дореволюционное время геологические исследования в районе имели характер рекогносцировочных маршрутов (И. А. Лопатин, 1865 г.; П. А. Кропоткин, 1866 г.; А. А. Демин, 1911 г.; Н. С. Святальский, 1913 г.). В работах этих исследователей дано петрографическое описание некоторых разновидностей как изверженных, так и осадочно-метаморфических пород. Разделение пород на свиты и определение их возраста производилось по степени метаморфизма.

В послереволюционное время проводятся значительные геологические исследования. В первую очередь следует отметить работы по выявлению перспектив района на нефть, молибден и золото.

Е. С. Бобин (1939) проверил заявку на нефть в районе оз. Бусани и дал отрицательную оценку нефтеносности района. М. И. Шемеленин (1941) занимался предварительной разведкой Уоакитского молибденового рудопроизведения, открытого Н. П. Миню в 1939 г., подсчитал запасы молибдена и выявил коренное месторождение золота.

Значительного объема поисковые и разведочные работы на золото были произведены разными исследователями в пределах бассейнов рек Могол, Уоакита, Горбылка (левых притоков р. Ципы) за период с 1924 по 1953 г.

П. Н. Бутырин (1925) занимался разведкой и добычей золота из россыпей кляча Францевского. И. Г. Орешкин (1932), Ю. Л. Симонов (1938), Л. А. Семенов (1939) и К. П. Левченко (1943) проверили заявки на золото по рекам Уоакиту и Нерунде и не подтвердили наличия здесь россыпей золота. А. М. Хазагаров (1934, 1935) провел поисковые работы на золото в бассейнах рек Дулешмы, Горбылка и Уоакита. П. П. Дубинин (1949) детально разведки открытое Л. И. Салопом Горное рудопроизведение золота. В. И. Метлицкий (1952) подсчитал запасы золота в россыпи кляча Михайловского. В. И. Канашинский (1954) подтверд опробованно на золото ряд даек березитизированных порфиров и кварцевых жил на водоразделе ручьев Михайловского и Мухтунного.

Площадные геологосъемочные и поисково-съемочные работы проводили геологи Иркутского геологического управления В. В. Домбровский (1940), А. К. Гусева (1946), К. П. Калинина (1948) и научный сотрудник ВСЕГЕИ Л. И. Салоп (1949). Кроме того, ценные геолого-геоморфологические исследования в бассейнах рек Уоакита и Горбылка выполнены геологом НИГРИ Золото С. Г. Мирчинком (1950).

Геологический материал, собранный В. В. Домбровским, не был своевременно обработан. Материалы впоследствии были

обработаны А. К. Гусевой. А. К. Гусева (1946) выделяет докембрийские слюдистые, известково-слюдястые сланцы, известняки и кварциты, кембрийские туфы, конгломераты, песчаники, сланцы и известняки. Она считает, что в районе развиты структуры, связанные с каледонской и посткембрийской фазами складчатости.

К. П. Калинина (1948) осадочно-метаморфический комплекс района делит на три свиты: горбылокскую (конгломераты, песчаники, сланцы, микронейсы), уоакитскую (гнейсы, сланцы и известняки) и мухтунную (конгломераты, песчаники, глинистые сланцы и битуминозные известняки). Первые две свиты она считает протерозойского возраста, а последнюю — кембрийского возраста.

По результатам первого года работ осадочно-вулканогенные породы этого района Л. И. Салоп (1949) неправильно объединял в одну Южно-Муйскую формацию, а внутри последней выделял восемь фаций. Последующие геологические исследования Л. И. Салопа (1956 г.) на площади листа N-49-VI и в смежных районах позволили ему установить правильные возрастные соотношения осадочно-метаморфических и изверженных пород, которые подтвердились геологосъемочными работами, руководимыми Д. Жалсабеном (1956, 1957 гг.). Поэтому автор, кроме материалов, полученных в результате съемочных работ, использовал данные Л. И. Салопа при составлении геологической карты листа N-49-VI и объяснительной записки к ней¹.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении района принимают участие четыре комплекса различных пород. Один из этих комплексов представлен четвертичными образованиями, три другие — в различной степени метаморфизованными фангистическими охарактеризованными осадочными и вулканогенными толщами. Выделенные немые комплексы относятся по возрасту к нижнекембрийским, верхнепротерозойским и нижнепротерозойским образованиям.

Нижний протерозой характеризуется мощной осадочно-вулканогенной толщей, сложенной метаморфизованными эффузивами спилито-квартофировой формации, тереславящимися с различными осадочными и туфогенными породами. К низам разреза нижнего протерозоя приурочены кислые эффузивы, а верхам — основные эффузивы.

Верхнепротерозойские образования представлены морскими терригенными и карбонатными толщами, залегающими трансгрессивно с угловым несогласием на нижнем протерозое. Основ-

¹ В процессе проведения геологосъемочных работ автор пользовался консультациями Л. И. Салопа и П. М. Хренова.

вание разреза сложено базальными подлинковыми конгломератами, песчаниками (мучуниная свита), средняя часть — известняками, карбонатными сланцами, филлитами с прослоями песчаников (нерулинская свита), а верхи — доломитами, мергелистыми доломитами, реже известняками (ютококонская свита).

На размытой поверхности протерозойских образований с угловым несогласием залегает нижнекембрийские мелководные терригенные отложения так называемой санской серии, расчлененные на четыре свиты.

Все осадочные и вулканогенные образования докембрия и нижнего палеозоя подверглись региональному и контактовому метаморфизму и интенсивно дислоцированы.

НИЖНИИ ПРОТЕРОЗОИ

Горбылокская серия

Нижнепротерозойские глубоко метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования представляются двумя толщами: нижней и верхней.

Нижняя толща (Рtgr1). Породы, относимые к нижней толще горбылокской серии, развиты в бассейнах Ципинского и Муйского Горбылков. Видимая часть разреза этой толщи сложена кислыми эффузивами (кварцевыми и фельзитовыми порфирами, кварцевыми и бескварцевыми кератофирами, фельзитами) и их туфами, туффитами с прослоями метабазитов и карбонатных пород. Мощностью видимой части нижней толщи горбылокской серии определяется в 2600 м.

Разрезы нижней толщи горбылокской серии изучались в верховье р. Горбылка, в долине р. Восточного Горбылка, по ключу Уендеку и на горе Пайкада. Всюду наблюдается тесное переслаивание и фашиальная изменчивость пород свиты. Кислые эффузивы в верховьях р. Горбылка представлены кератофирами и кварцевыми порфирами, а в южной части — фельзитами и фельзитовыми порфирами. Эффузивы имеют также постепенные переходы в туфы и туффиты. В низовье р. Горбылка карбонатные породы слатают довольно мощную толщу, приуроченную к верхам разреза, а в верховье той же реки они слагают небольшие линзы и прослои среди кислых и основных эффузивов. Кроме того, наблюдается постепенный переход фельзитов и фельзитовых порфиров по простиранию к северо-востоку в кварцевые порфиры и кератофиры.

Литологический состав нижней толщи горбылокской серии очень разнообразен.

Фельзиты — это тонкозернистые, плотные, светло-серые, иногда слегка зеленоватые породы. Главными породообразующими минералами фельзитов являются тончайшие, от 0,01 до 0,05 мм, зерна альбита, микроклина и кварца, распределенно-

пные в породе равномерно. В качестве эпиматчатических минералов присутствуют мусковит и серицит. Структура фельзитов фельзитовая, реже сферолитовая, текстура сланцеватая.

Фельзитовые порфиры отличаются от фельзитов порфировой и гластопорфировой структурами с микроаллотриоморфнозернистой, микрофельзитовой, микропиккитовой структурой основной массы. Вкрапленники фельзитовых порфиров представлены шахматным альбитом, микроклином и плагиоклазом.

Кварцевые порфиры характеризуются порфировой и гластопорфировой структурами с фельзитовой, реже сферолитовой структурой основной массы. Текстура их сланцеватая, очковая. Главными породообразующими минералами являются кварц (40—60%), калиевый полевой шпат (10%), плагиоклаз (20%); эпиматчатическими — хлорит, серицит, эпидот. Из акцессорных минералов отмечаются апатит, циркон и ортит. Порфиры выделяются сложены кварцем и реже плагиоклазом.

Зеленовато-серые или серые мелкозернистые породы, содержащие полевой шпат только в виде альбита, без всяких реликтов калиевого полевого шпата относятся к *кератофирам* (Салог, 1949). Кератофиры образуют порфировой структурой с пилотакситовой, микропиккитовой, фельзитовой, реже сферолитовой структурой основной массы. Фельзитовая и сферолитовая структуры более типичны для кварцевых кератофиров. В кератофирах вкрапленники представлены альбитом, а в кварцевых кератофирах, кроме того, — кварцем. Основная масса слагается альбитом, кварцем, серицитом, хлоритом, цоизитом, эпидотом, актинолитом, реже пиритом, сфеном и лейкоксеном.

По содержанию кварца выделяется три разновидности кератофиров: кератофиры, совсем не содержащие кварца, кварцсодержащие кератофиры с кварцем в основной массе и кварцевые кератофиры, содержащие кварц как во вкрапленниках, так и в основной массе.

Агломератовые туфы представляют собой грубообломочные конгломератоподобные или брекчиевидные породы, очень плотные, массивные, серые с коричневатым или зеленоватым оттенком. Как цемент, так и обломочная часть сложены фельзитом и фельзитовым порфиром. Выделяются собственно агломератовые туфы, состоящие из угловатых обломков эффузивов, сцементированных чисто фельзитовой мелкообломочной (литокластической) массой, туфоконгломераты — с хорошо окатанной галькой и агломераты — скопления остроугольных и слабоокатанных обломков.

Туфы представляют собой рассланцованные породы, состоящие из остроугольных фрагментов материнской лавы, плотно сцементированных более мелкими обломками той же лавы, но с большим количеством хлорита. По составу выделяются туфы фельзитового порфира, кварцевого порфира, кварцевого и бескварцевого кератофира.

Основная масса кварцево-хлоритово-эпидотового ортопик-роллита состоит из альбита (30—50%), кварца (20—40%), хлорита (10—30%) и эпидота (5—7%). Из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит и циркон. Структура сланцев порфириобластовая с микролепидогранобластовой структурой основной массы.

Песчаники нижней толщи горбылокской серии — это сильно метаморфизованные породы с реликтами первичной структуры. По преобладанию в обломочной части их карбоната или эффузивов выделяются песчаники туфогенные и карбонатные. Структура песчаников бластолепидомитовая, переходящая в микролепидогранобластовую.

Карбонатные породы представлены кристаллическими массивными светло-серыми доломитами, полочатыми рассланцованными известняками и песчаниками известняками, углесто-карбонатными и кварц-карбонатными сланцами.

В верховье р. Горбылка наблюдаются прослои *метадиабазов* среди кислых эффузивов.

Верхняя толща (Ptgr₂). Верхняя толща горбылокской серии нижнего протерозоя сложена метадиабазами, спилитами, спилитовыми порфиритами и их туфами с прослоями туфогенно-известковистых песчаников и известняков. Амфиболиты, псаиниты и различные ортосланцы являются продуктами регионального и контактового метаморфизма пород этой же серии.

После распространения этой толщи протягивается в меридиональном направлении узкой полосой через весь район (правобережье р. Горбылка вдоль рек Огни и Орана). В верховьях рек Дулешмы и Уоакита эффузивы и амфиболиты этой толщи имеют широкое простирание.

В верховье р. Западного Горбылка верхняя толща горбылокской серии согласно перекрывает нижнюю толщу. С более мощными нижнепалеозойскими образованиями в большинстве случаев толща имеет тектонические контакты. Как сами эффузивы и туфы, так и их продукты метаморфизма сильно рассланцованы и образуют зеленой и темно-зеленой окраской. Мощность верхней толщи горбылокской серии 3000 м.

Литологический разрез толщи довольно прост. В верховье р. Западного Горбылка низы разреза сложены метадиабазами мощностью 1500 м, залегающими согласно на кератофирах нижней толщи горбылокской серии, а верхи — туфогенно-известковистыми песчаниками и известняками мощностью 600 м.

В верховьях рек Дулешмы и Уоакита в составе толщи преобладают спилиты и спилитовые порфириты, имеющие постепенные фациальные переходы в метадиабазы. Метадиабазы, спилиты и спилитовые порфириты очень бедны туфами. Лишь в районе оз. Сан среди метадиабазов и спилитов встречаются прослои туфов.

Метадиабазы представляют собой мелкозернистую темную и зеленовато-серую обычно рассланцованную породу. Для них характерна сохранявшаяся диабазовая и отчасти бластоофитовая структура. В составе метадиабазов главными породообразующими минералами являются моноклинный пироксен и альбитизированный плагиоклаз; второстепенные минералы представлены ильменитом, иногда тремолитом, хлоритом, эпидотом, кварцем, редко кварцем. Среди акцессорных минералов отмечаются сфен и ортит. В целом для метадиабазов характерна сильная альбитизация, хлоритизация, карбонатизация и амфиболитизация.

Спилиты и спилитовые порфириты по внешнему виду — это плотные, мелкозернистые, темно-зеленые или пятнисто-зеленые породы массивного, скорчуповатого или грубосланцеватого сложения. Часто они образуют хорошо выраженной шаровой или подушечной текстурой с диаметрами шаровых отделений от 5—10 см до 2 м. Характерна для них спилитовая структура, образованная беспорядочно удлиненными тонкими лейстами альбита в хлоритовом мезостазисе» (Салоп, 1949). Основная масса спилитов сложена плагиоклазом, роговой обманкой ($c: Ng = 23 \div 24^\circ$), биотитом, калиевым полевым шпатом, хлоритом, сфеном, апатитом.

Туфы метадиабазов и диоритовых порфиритов по внешнему виду неотличимы от самих эффузивов и их продуктов метаморфизма — амфиболитов, ортосланцев, псаинитов — и встречаются очень редко. Только около оз. Сан были встречены прослои очень тонкокристаллического пород, состоящих из эпидота, цингита, хлорита, карбоната и имеющих протокластическую текстуру.

Ортосланцы окрашены в зеленые и темно-зеленые цвета. Текстура грубо сланцеватая. Структура фибробластовая, нематобластовая, лепидонематобластовая. По минеральному составу отмечаются следующие разновидности ортосланцев: серицитово-кварцево-альбитовые, альбитово-актинолитово-эпидотовые, кварцево-эпидотово-хлоритовые и кварцево-серицитово-хлоритовые.

Среди ортосланцев выделяются породы с одинаковым содержанием роговой обманки (актинолита), хлорита и эпидота, которые альпийские геологи называют псаинитами и считают образовавшимися в результате метаморфизма основных эффузивов типа диабазов и спилитов» (Салоп, 1949).

Амфиболиты используются широким распространением среди пород данной свиты. Они образуют гранобластовой структурой и сланцеватой текстурой. Состоят из плагиоклаза (андезина) и роговой обманки. Кроме того, в небольших количествах присутствуют хлорит, цинцит, эпидот, биотит.

Песчаники макроскопически характеризуются тонкозернистым сложением, серой или зеленовато-серой окраской и неот-

четливо выраженной сланцеватой текстурой. Под микроскопом в них наблюдается бласгопсаммитовая структура. Туфогенное происхождение песчаников устанавливается по наличию в них обломков эффузива и плагиоклаза. Цемент карбонатный, со структурой затопления пор.

Карбонатные породы представлены окварцованными и кристаллическими доломитизированными известняками и сланцами, в которых отсутствует пирокластический материал.

В районе слияния рек Западного и Восточного Горбылок, а также на горе Пайкада между кислыми и основными эффузивами в разрезе Горбылокской серии наблюдается мощная (до 1000 м) толща морских терригенных и карбонатных образований, перевышенная туфовым материалом. Последнее указывает на значительный перерыв в излиянии эффузивов нижнего протерозоя. Происходит смена излияния кислых лав, сопровождавшихся выбросом большого количества пирокластического материала, излиянием основных лав. Это послужило основанием подразделить торбылокскую серию на две толщи. В других частях между породами двух вышеописанных толщ торбылокской серии наблюдается частое переслаивание и взаимопереходы. Особенно четкое переслаивание кислых и основных эффузивов наблюдалось на гребне Южно-Муйского хребта (высота с абс. отм. 2273,0 м) (Жалсабон, 1956).

Горбылокская серия является аналогом нижнепротерозойской жилгянской толщи бассейна р. Среднего Мамакана (Салоп, 1954; Тихонов, 1956), где последние слается кварцевыми порфирами, кераатофирами, фельзитовыми порфирами, порфиритами, диабазами, спилитами с подчиненными прослоями известняков, песчаников и туфов. В отличие от торбылокской серии в жилгянской толще кислые эффузивы приурочены к верхам разреза, а основные — к низам; кроме того, в жилгянской толще нет прослоев доломита.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Уакитская серия

Породы верхнего протерозоя (уакитская серия), залегающие трансгрессивно и с угловым несогласием на горбылокской серии, подразделяются на три свиты (снизу): мухтууную, нерундинскую и юктоконскую.

Мухтуунная свита (*P₃mh*) сложена темно-серыми и серыми метаморфизованными конгломертатами и песчаниками с подчиненными прослоями темных известняков и сланцев. Она имеет наибольшее развитие на правобережье р. Уоакита. В бассейне р. Дулешмы в составе свиты преобладают конгломертаты и туфогенные песчаники. В остальных же частях (бассейны

рек Могоя, Огни, Нерунды, Амундакона) мухтуунная свита представлена преимущественно кристаллическими сланцами, гнейсами и мраморами — продуктами контактового метаморфизма нормальноосадочных пород. В пределах этих полей распространения мухтуунной свиты наблюдается постепенный переход гнейсов и кристаллических сланцев по мере удаления от контакта с интрузиями в менее метаморфизованные песчаники, филиты и известняки.

Детальным изучением отдельных обособленных разрезов мухтуунной свиты установлено частое переслаивание конгломератов, песчаников, алевролитов и сланцев (филлитов). В верхней части свиты наблюдаются прослои темных известняков. Проследиваются частые фацциальные изменения: конгломертаты замещаются песчаниками, песчаники — алевролитами, алевролиты — известняками. Породы мухтуунной свиты, кроме известняков, обильно пиритизированы. Региональный метаморфизм свиты соответствует фации зеленых сланцев (Тернер, 1952). Мощность мухтуунной свиты равна 3500 м.

В составе мухтуунной свиты отмечаются различные конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы, известняки и гнейсы.

Конгломераты относятся к внутриформационным и базальным. Внутриформационные конгломераты — это обычно массивные, черного цвета породы, галька которых сложена слабоокатанными или угловатыми неотсортированными обломками известняков, спемантированных черным же известковистым цементом с примесью песчаного материала. Среди обломков встречаются глыбы 1,5 м в поперечнике.

В полимиктовых базальных конгломератах галька очень хорошо окатана, спемантирована песчаниковым или карбонатным материалом. В составе гальки обнаруживается весь комплекс изверженных и осадочно-метаморфических пород нижнего протерозоя, в частности отмечены кварцевые и фельзитовые порфиры, карбонатные сланцы, кварцевые и бескварцевые кераатофиры, диоритовые порфиры, фельзиты, метадиабазы, микропегматиты, туфогенные песчаники, катаклазированные лейкократовые граниты, жильный кварц, известняки и тектониты.

«Песчаниковый цемент конгломератов по своему составу и особенностям сложения почти ничем не отличается от песчаников, которые в ряде мест переслаиваются с конгломертатами. Карбонатный цемент представлен оолитовым известняком с мелким известковым детритусом» (Салоп, 1949).

Песчаники мухтуунной свиты представляют собой серую и зеленовато-серую породу, с грубой, но хорошо выраженной слоистостью. По величине зерен песчаники разделяются на мелко-, средне- и крупнозернистые разновидности. По минеральному составу выделяются полимиктовые, кварцевые, аркозовые, карбонатные и туфогенные песчаники. В полимиктовых песчаниках находится обломки кварца, кварцевого порфира, фельзита, диа-

¹ Отложения среднего протерозоя (*P₂*) в районе отсутствуют.

базов и порфиритов, туфов, полевых шпатов; хлоритизированный биотит, мусковит, эпидот, апатит, цонзит, сфен и т. д. Цементирующее вещество песчаников состоит из серицита, хлорита, карбоната, кварца, пирита.

Кварцевые песчаники отличаются от полимиктовых резким преобладанием кварца над всеми другими минералами вплоть до появления почти чисто кварцевых разновидностей.

Аркозовые песчаники встречаются редко. Они состоят из кварца и полевых шпатов и обладают светлой-серой окраской.

Как цемент, так и обломочная часть карбонатных песчаников сложены известковыми материалами. В незначительном количестве присутствуют альбит, серицит и обломки кварца. Кроме того, встречаются карбонатные песчаники со значительным содержанием сидерита.

В туфовых песчаниках наряду с окатанными обломками различных пород и минералов встречаются таблички альбита и кристаллы кварца со сложными контурами резорбции.

Под микроскопом у песчаников определяется бластописамитовая, гранобластовая, нематогранобластовая и порфиробластовая структуры.

Амфиболиты, в отличие от песчаников, имеют тонкозернистое строение. В них обнаружены обломки кварца, плагиоклаза и карбонатно-серицитовый цемент.

Кварц-сланцы, *филитовидные* и *кварц-углистые сланцы* представляют собой плотные полосчатые породы сланцеватой текстуры. Минеральный состав их: кварц, слюда (мусковит или биотит), плагиоклаз и редкие призмочки роговой обманки. Кроме того, встречаются карбонат, серицит и актинолит; из акцессорных минералов отмечаются сфен, апатит и циркон. По содержанию биотита или мусковита, или того и другого вместе выделяются кварц-мусковитовые, кварц-биотитовые и кварц-мусковит-биотитовые сланцы. Структура сланцев нематогранобластовая, лепидогранобластовая, порфиробластовая с микрогранобластовой структурой основной массы.

Гнейсы подразделяются на биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманковые. Минеральный состав гнейсов: плагиоклаз (олигоклаз — андезин), биотит или роговая обманка (или вместе биотит и роговая обманка), кварц; второстепенные минералы — хлорит, эпидот, цонзит, серицит; акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон и лейкоксен.

Среди гнейсов встречаются очковые гнейсы, крупные очковые включения которых сложены кварцем. Структура гнейсов — гнейсовая, очень редко лепидогранобластовая. Эти породы развиты исключительно в зонах контактового воздействия гранитов.

Нерундинская свита (*P₃m'*) в нижней части характеризуется частым переслаиванием известняков, филлитов, сланцев и песчаников, а в верхней — преобладанием темных,

часто массивных известняков с водорослями. Она распространена в бассейне р. Правой Оки, на правобережье рек Нерунды и Уоакита, в бассейне р. Амундакона. Вместе с метаморфизованными породами мухлунной свиты мраморы нерундинской свиты слоятся крупные ксенолиты в верхнепротерозойских гранитах (бассейны рек Огни, Могоя и Секитты). Суммарная мощность нерундинской свиты 1700 м.

Вдоль правого борта среднего течения р. Уоакита и на левобережье р. Амундакона наблюдаются сходное залегание известняков нерундинской свиты на породах мухлунной свиты.

Известняки, представляющие собой черную, часто рассланцованную мелкозернистую породу, состоят из карбоната (90—99%), редких включений кварца и лейсточек серицита. Темная окраска известняков обусловлена углистым веществом, заполняющим промежутки между зёрнами карбоната. Структура известняков микрогранобластовая. Среди известняков в правобережье р. Амундакона встречаются оолитовые разновидности. В них под микроскопом обнаруживаются концентрически-скорлуповатого строения оолиты с карбонатным цементом. Часть этих округлых оолитовых образований является водорослями из группы *Opkolithi* (род *Osgida*).

Результаты химических анализов известняков, пересчитанные на минеральный состав, приведены в табл. 1.

Углисто-кварцевые сланцы — это плотные темно-серые, почти черные, сильно пиритизированные породы. Структура микролепидогранобластовая. Сланцы состоят преимущественно из мел-

Таблица 1

Результаты химического анализа известняков и доломитов, пересчитанные на минеральный состав

Порода	Состав, %						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₂	P ₂ O ₅
Известняки нерундинской свиты	2,4	1,06	0,16	53,87	0,56	0,027	0,11
Доломиты южноконской свиты	2,66	0,61	0,25	30,69	20,52	0,057	0,089
Состав, %							
Порода	Состав, %						
	Кальцит	Доломит	Глинисто-песчаные части	Апатит	Гипс	Органическое вещество	П.п.п.
Известняки нерундинской свиты	94,24	2,55	3,62	0,23	0,04	0,2	42,71
Доломиты южноконской свиты	1,08	92,93	3,52	0,189	0,097	—	45,94

ких изометричных зерен кварца и тонкораспыленного углестого вещества. Из вторичных минералов присутствуют серицит и хлорит.

Филлиты состоят из хлорита, серицита, кварца, карбоната и незначительного количества углестого вещества. Структура филлитов лепидогранобластовая, бластолепидовая и нематогранобластовая.

Известняки на контакте с изверженными породами мраморизованы. Мраморы имеют светло-серую окраску и гранобластовую структуру.

Юктоконская свита (Pt₃k). В междуречье Уоакит — Дулешма и Уоакит — Ока широкое распространение имеют белые, светло-серые и серые доломиты юктоконской свиты с прослоями фиолетово-розовых и кремово-желтых мергелистых доломитов с водорослями.

Мощность этой свиты 2000 м. Породы юктоконской свиты с более древними образованиями в большинстве случаев имеют тектонический контакт. Лишь в разрезе по р. Оке устанавливается, что белые и серовато-белые грубозернистые доломиты согласно залегают на очень тонкослоистых черных карбонатных сланцах и известняках (Сапоп, 1949; Жалсабон, 1957). Кроме того, в низах разреза доломитов, наблюдаемого вдоль левого борта р. Уоакита (выше устья р. Дулешмы), обнаруживаются частые прослои темных массивных известняков, подобных известнякам нерундинской свиты. Аналогичное взаимотношение между доломитами и известняками наблюдается и в среднем течении р. Таге. Все эти факты дали основание считать, что юктоконская свита залегает совершенно согласно на нерундинской свите.

Доломиты обычно представляют собой массивные грубозернистые породы, в которых изредка встречаются мелкозернистые (криптокристаллические) разновидности. Структура граубластовая. Кристаллические разновидности встречаются только в приконтактной части с гранитами. В слабоизмененных доломитах, кроме доломита (80—90%) и кальцита (5—10%), изредка наблюдаются зерна кварца, чешуйки хлорита и серицита.

Результаты химических анализов доломитов, пересчитанные на минеральный состав, приведены в табл. 1.

В доломитах встречаются водорослевые, оолитовые, окремнелые, брекчиевидные и мергелистые разновидности.

Водорослевые доломиты образованы крупными слоевищами водорослей типа *Collema* и мелкими обломками строматолитов и онколитов. Оолитовые доломиты представляют собой тип классических «икряных камней». У окремнелых разновидностей доломитов окремнение имеет сингенетический характер и представлено в форме линзочек и прослоев кремня. Встречаются разновидности доломита, состоящие из угловатых слабо-

окатанных обломков доломита в карбонатном цементе. Генезис их связан, видимо, с явлениями сингенетического перемыва. Мергелистые доломиты содержат в значительном количестве глинисто-песчаный материал. Они своим сланцеватым строением и кремевой окраской резко отличаются от чистых доломитов.

Касаясь возраста вышеописанной свиты, Л. И. Сапоп (1958) пишет: «Для суждения о верхнепротерозойском возрасте уакитской свиты имеются вполне определенные данные. Серия залегает несогласно, с базальными конгломератами в основании, на сильно метаморфизованных осадочно-вулканогенных образованиях (горбылокская и муйская свиты), а также на плагиогнитах нижнего протерозоя. В то же время в бассейне р. Киялвы она перекрывается также с угловаты несогласием фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия». Действительно, в гальке конгломератов мухтушной свиты обнаружены все породы горбылокской свиты и муйского интрузивного комплекса, указывающие, бесспорно, на более молодой возраст уакитской свиты, чем возраст горбылокской свиты.

Таким образом, верхнепротерозойский возраст уакитской свиты может считаться вполне доказанным.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Санская свита

Санская свита представлена мелководными морскими терригенными осадками. Она распространена главным образом в бассейне р. Сана, на водоразделе рек Горбылка и Дулешмы. Кроме того, узкой полосой широтного простирания она тянется вдоль дулешминского надыга (среднее течение р. Дулешмы). Санская свита, распространяющаяся в пределах этих линейно вытянутых участков, зажата между докембрийскими образованиями и отделена от них крупными тектоническими нарушениями.

Однако в среднем течении р. Дулешмы базальные конгломераты санской свиты налегают с угловатым несогласием с одной стороны на доломиты юктоконской свиты, с другой — на песчаники и сланцы мухтушной свиты. В гальке базальных конгломератов находятя все без исключения породы протерозоя, указывающие, бесспорно, на существование длительного периода размыва к началу седиментации осадков санской свиты. Санская свита автором совместно с В. С. Черемисным (1957) рассчленяется на четыре свиты (снизу): нижнюю дулешминскую, верхнюю дулешминскую, нижнюю санскую и верхнюю санскую. Нижняя дулешминская свита (Str₁nd) сложена серыми и серовато-розовыми полимиктовыми и карбонатными конгломератами с прослоями полимиктовых песчаников.

Литоогический разрез этой свиты наблюдается в среднем течении Левой Дулешмы, где она несогласно залегает на водорослевых доломитах юктоконской свиты (снизу):

1. Буравато-серые конгломераты с редкими остроугольными и слабо-окатанными обломками доломита и кварца. Глинисто-карбонатный цемент содержит крупные, хорошо ограниченные кристаллы пирита (длина граней 1—2 см). Азимут падения 325°, угол падения 63°.

Контакт между этими конгломератами и доломитами в целом прямолынейный, резкий, параллельный напластованию; в обнажении прослеживаются на расстоянии 300 м, на обнажении наблюдаются три западины (древние карстовые пустоты в доломитах, заполненные конглобрекциями)

2. Полимиктовые темно-серые конгломераты с мелкими прослоями печеников. Азимут падения 325°, угол падения 63°

Выше залегают породы верхней дулешминской свиты, представленные серыми среднезернистыми кварцевыми и полимиктовыми песчаниками.

В другом участке, в верховье р. Правой Дулешмы на восточном склоне Юктоконского гольца, конгломераты нижней дулешминской свиты перекрывают несогласно песчаники и сланцы мухтуинной свиты.

Таким образом, нижняя дулешминская свита залегает на порогах протерозоя трансгрессивно и с резким угловым несогласием и в то же время перекрывается сверху согласно песчаниками верхней дулешминской свиты.

Конгломераты нижней дулешминской свиты имеют серую и серовато-розовую окраску и содержат хорошо окатанную гальку и валуны; размеры гальки колеблются от 1 до 15 см, размеры валунов от 25 до 30 см. В гальке установлены: разнообразные эффузивные породы и туфы спилито-кератофировой формации нижнего протерозоя (фельзитовые порфиры, кварцевые порфиры, кератофиры, фельзиты, порфириды, метабазы и их туфы); гранитовиды муйского интрузивного комплекса (протокластические и катакластические плагиограниты, лейкократовые граниты, гнейсо-граниты, сенилиты и диориты); метаморфизованные мигтонитизированные туфопесчаники, доломиты нижнего протерозоя; метаморфизованные кварцевые и полимиктовые песчаники, филлиты и известняки (иногда оолитовые и водорослевые) верхнего протерозоя; биолитовые граниты баргузинского комплекса¹ и породы икатского и катерского интрузивных комплексов; кварц жилавого типа.

Среди конгломератов выделяются две разновидности: конгломераты с песчаным цементом и конгломераты с темным глинисто-карбонатным цементом. Последние тяготеют к низам толщи конгломератов. Мощности нижней дулешминской свиты определяется в 500 м.

¹ Многочисленная галька биолитового гранита баргузинского интрузивного комплекса обнаружена в конгломератах нижней дулешминской свиты на правом борту левого развилка верхнего течения р. Дулешмы. По внешнему виду это серая массивная текстура порода с хорошо видимыми чешуйчатыми биолитами. Минеральный состав его: кварц (40%), микроклин (40%), плагиоклаз (8%), биолит (5—10%), серицит, хлорит, апатит, сфен и рудный минерал Струкура гранитная.

Верхняя дулешминская свита (Сп¹nd). Как указывалось выше, конгломераты нижней дулешминской свиты перекрываются песчаниками так называемой верхней дулешминской свиты. Эта свита целиком сложена монотонными среднезернистыми серыми и серовато-розовыми песчаниками, которые согласно перекрывают известково-доломитовыми конгломератами нижней санской свиты.

Мощность верхней дулешминской свиты определяется в 650 м. Среди песчаников верхней дулешминской свиты различаются аркозовые, полимиктовые и кварцевые разновидности. Полимиктовые песчаники — это обычно серовато-розовые массивные слегка метаморфизованные породы с псаммитовой структурой. Минеральный состав песчаников: кварц, полевой шпат, агрегаты кислых эффузивов, карбонат, хлорит и серицит.

Аркозовые песчаники светло-серые, структура псаммитовая. Минеральный состав: кварц и полевой шпат, халцедон, карбонат, серицит, циркон. Кварцевые песчаники, в отличие от вышеописанных, имеют темно-серую окраску. Струкура псаммитовая. Минеральный состав: кварц (70%), полевой шпат (25%), серицит, циркон и рудный минерал. Зерна минералов слабо окатаны.

Нижняя санская свита (Сп¹ns) сложена массивными светло-серыми известково-доломитовыми конгломератами с прослоями карбонатных песчаников.

Разрезы нижней санской свиты изучены в двух участках: на водоразделе рек Горбылка и Дулешмы и в бассейне р. Сана. На водоразделе рек Горбылка и Дулешмы на песчаниках верхней дулешминской свиты согласно залегают доломитовые конгломераты мощностью 50 м, перекрывающиеся карбонатными песчаниками. Галька конгломератов хорошо окатана и представлена исключительно темными и светло-серыми доломитами. Цемент конгломератов карбонатный.

В нижнем течении р. Сана наблюдается следующий разрез нижней санской свиты, залегающей согласно на кварцевых песчаниках верхней дулешминской свиты (снизу):

1. Массивные светло-серые доломитовые конгломераты. Мощность 250 м
2. Эти конгломераты совершенно аналогичны конгломератам, развитым на водоразделе рек Горбылка и Дулешмы 25 "
3. Массивные зеленовато-серые карбонатные песчаники 4 "
4. Серовато-зеленые песчаники с редкой галькой доломита 4 "
5. Зеленые, светло-серые доломитовые конгломераты. На них согласно залегают песчаники верхней санской свиты 17 "

Несколько иной разрез свита имеет в верхнем течении р. Сана (снизу):

1. Среднетапленные конгломераты с галькой темных известняков и светло-серых доломитов. Видимая мощность 12 м
2. Желтоватые песчаники, переслаивающиеся с песчанистым грае-литом 10 "

3. Конгломераты с серовато-зеленым песчано-карбонатным цементом и галечкой темных известняков. Сверху конгломераты согласно перекрываются песчаниками верхней санской свиты 20 м

Общая суммарная мощность нижней санской свиты 300 м. Верхняя санская свита (Sm₁us) распространена в среднем течении р. Сана, в бассейне кл. Левитинского и по правобережью р. Горбылка. Здесь везде верхняя санская свита залегает согласно на известково-доломитовых конгломератах нижней санской свиты. Только в бассейне кл. Левитинского свита имеет тектонические контакты с доломитами нижнего протерозоя. Нижняя часть верхней санской свиты сложена карбонатными, реже полимиктовыми песчаниками, верхняя — песчаниками с кривой слоистостью и волнопробойными знаками. Мощность свиты 800 м. Песчаники имеют массивную текстуру и псаммитовую структуру.

Минеральный состав: округлые зерна кварца и плагиоклаза, чешуйки серицита и хлорита. Цемент карбонатный, базального или контактово-порового типа. Цемент резко преобладает над обломочной частью (60—70%).

В заключение необходимо указать, что терригенно-осадочная толща санской серии по своему литологическому составу, последовательности осадконакопления и положению в разрезе является полным аналогом мамаканской толщи бассейна р. Среднего Мамакана (Салоп, 1954; Тихонов и др., 1956), туркской свиты Ангаро-Баргузинской горной страны (Колесников и Анисимова, 1956; Шобогоров и др., 1957), где последние согласно подстилают вышележащие карбонатные свиты с фачной нижней кембрии. Поэтому санскую серию мы относим к нижнему кембрию.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичная система представлена верхним, верхним и современным неразделенными и современным отделами.

Верхний отдел (Q₃)

Верхний отдел сложен тремя типами отложений: ледниковыми, водно-ледниковыми озерно-речными.

Ледниковые отложения, широко распространены на водоразделах, в крупных троговых долинах и вдоль обеих бортов р. Муи, представлены моренными образованиями трехкратного оледенения: первого, второго и третьего, длинных.

Реликты отложений первого покровного оледенения сохранились на водоразделах, не затронутых последующим оледенением и современной эрозией, в виде сплошных полей крупных глыбовых россыпей, сложенных аллохтонным материалом и эрратическими валунами.

¹ Обоснование трехкратности оледенения дано в главе «Геоморфология».

Наиболее мощные ледниковые отложения образуются в результате деятельности второго и третьего оледенения. Они представлены многочисленными конечными и боковыми моренами и моренными покровами дна троговых долин. Местами эти морены разрушены и их реликты сохраняются в современных эрозийных террасах.

Моренные отложения представляют собой неотсортированные, несложные образования, сложенные угловатыми, со штрихами скольжения глыбами и валунами различных пород, сementированных сульфисто-песчано-цементным материалом. Мощность моренных отложений иногда достигает 80—100 м, чаще она колеблется в пределах 10—20 м.

Водно-ледниковые отложения встречаются в виде небольших участков на дне долин, ниже конечных морен. Эти отложения в отличие от озерно-речных образований содержат слабокаменные обломки и много сульфистого и глинистого материала. Кроме того, в них наблюдается часто переслаивание слоев более или менее одинаковой мощности. В большинстве случаев в разрезах вдоль рек Могоя, Уоакита, Горбылка, Олни и других водно-ледниковые отложения перекрывают моренные отложения. Мощность водно-ледниковых отложений 5—10 м.

Озерно-речные отложения верхнего отдела распространены по окраине Муиской впадины. Кроме того, они слоятся на большие террасы вдоль русел рек Уоакита и Горбылка. По возрасту озерно-речные отложения синхронны ледниковым отложениям. Озерно-речные отложения перекрываются местами моренами второго длинного оледенения. Они состоят из галечников, цементированных песчано-сульфистым материалом и переставивающихся с песком и песчанистым сульфитом. Мощность этих отложений 30—40 м.

В водно-ледниковых и озерно-речных отложениях бассейна р. Могоя, правого притока р. Муи, были обнаружены довольно близкие между собой спорово-пыльцевые комплексы¹ (Жалсабон, 1957). В них обнаружена пыльца хвойных: ели, лиственницы, пихты, сосны, кедра; в незначительном количестве содержится пыльца березы, изредка ольхи; из травянистых растений — полыни и осоки. Состав пыльцы показывает, что в период накопления этих отложений флора данного района носила уже все типичные черты современной хвойной тайги. Споры принадлежат в основном сфагновым, зеленым мхам, папоротникам из семейства Polypodiaceae и плаунам.

Эти комплексы растительности, как указывает Н. В. Думитрашко (1952), были характерны для эпохи плейстоценового оледенения. Следовательно, возраст указанных отложений не может быть датирован древнее плейстоцена.

¹ Спорово-пыльцевые анализы проводились палинологами Иркутского геологического управления Л. Н. Гуровой, Л. Р. Дарионовой и И. Н. Ворониной.

Верхний и современный отделы нераздельные (Q₃₋₄)

В пределах Муиской впадины распространены песчаные отложения, которые имеют типичные черты как для озерных, так и для речных отложений. Состав песка: кварц (50%), полевой шпат (40%), биотит и другие темпоцветные минералы (10%). Мощность верхнего и современного отделов нераздельных около 150 м.

Современный отдел (Q₄)

К современному отделу относятся элювиальные, делювиальные, элювиально-делювиальные, речные и озерно-речные отложения. Речные отложения представлены галечником и песком. Мощность их в краевых частях впадин, по данным ручного бурения, 1—5 м; по мере приближения к депрессиям мощность увеличивается до десятков метров.

Озерно-речные отложения современного отдела распространены в пределах Цинто-Баунтовской впадины. Они состоят из переслаивающихся галечников, песков и суглинков. Мощность их около приска Уоакита, в окраинной части впадины, по данным бурения, 120 м. Предполагается, что мощность этих отложений в центральной части впадины должна быть более значительной.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования занимают половину площади листа N-49-VI и представлены муиским комплексом нижнего протерозоя, икатским, катерским и баргузинским комплексами верхнего протерозоя и витимканским комплексом нижнего палеозоя.

МУИСКИИ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

В этот комплекс входят кварцевые и микропегматитовые диабазы, диабазовые порфириты, кварцевые и фельзитовые порфиры и гранитоиды.

Кварцевые и микропегматитовые диабазы (в.р.т.м) слатают небольшой шток размером 0,3×0,5 км, прорывающий основные эффузивы нижнего протерозоя на левом берегу р. Тале. Это обычно темно-зеленые или темно-серые с зеленоватым оттенком породы массивного сложения. Структура их офитовая, диабазовая, местами микропегматитовая. Они состоят из плагиоклаза (альбитизированного), бурой роговой обманки и биотита.

Второстепенные минералы в кварцевых диабазх представлены кварцем, а в микропегматитовых диабазх — кварцем и калиевым полевым шпатом, образующими микропегматитовые

сростки. Породы богаты вторичным кальцитом, хлоритом, эпидотом и зеленой роговой обманкой. В качестве акцессорных минералов в них присутствуют апатит и ильменит.

Диабазовые порфириты образуют кругопадающие прямолинейные дайки небольшой мощности. Это обычно полнокристаллические мелкозернистые серовато-зеленые породы, обладающие порфировой структурой, с интерсертиальной или микрофитовой основной массой. Порфириобласты образованы плагиоклазом, иногда авгитом (авгитовые диабазовые порфириты). Основная масса их состоит из плагиоклаза, авгита, биотита, ильменита, хлорита, уральита, карбоната, эпидота.

Кварцевые и фельзитовые порфиры (в.р.т.м) слатают по левобережью р. Горбылка небольшие по протяженности (30—50 м) и мощности (1—4 м) дайки, прорывающие кислые эффузивы. Кварцевые порфиры представляют собой среднезернистую светло-серую породу порфировой структуры со сферолитовой и фельзитовой структурной основной массы.

Минеральный состав: вкрапленники — кварц и полевой шпат; основная масса — кварц, альбит, микроклин, серицит, эпидот и карбонат; из акцессорных минералов отмечаются апатит, сфен и пирит. Фельзитовые порфиры содержат во вкрапленниках альбит и микроклин, а в основной массе кварц.

Кварцевые и фельзитовые порфиры по минеральному составу, внешнему виду и структурно-текстурным особенностям очень сходны с аналогичными породами, слогающимися эффузивные образования. Поэтому часть даек кварцевого и фельзитового порфиров, по-видимому, следует рассматривать как подводящие каналы эффузивов.

Катаклазированные протокластические плагиограниты, гранит-порфиры, сиениты и диориты (ГР.т.м) слатают многочисленные пластовые тела, главным образом среди эффузивов спилито-керамофировой формации. Все эти породы являются дифференциатами одной гранитной магмы и большей частью слатают единные пластовые тела. Лишь гранит-порфиры изредка образуют самостоятельные пластовые и секущие тела.

Наиболее распространены мелкие пластовые тела гранитиодов в верховье и на левобережье р. Горбылка. Довольно крупные массивы имеются на горе Пайкада и по водоразделу к северо-востоку от нее.

Широко проявляемые в гранитоидах протокластических структур указывает на то, что их внедрение происходило одновременно с образованием складчатых структур, т. е. что они являются синорогенными интрузиями. Для них также характерен последующий катаклиз. Протокластические структуры наиболее отчетливо проявлены у порфировидных разновидностей гранитоидов. В них крупные выделения калиевого полевого шпата менее катаклазированы, чем основная масса, и ориентированы параллельно гнейсовидности пород.

Выделения катаклаза выражены изогнутостью двойников альбита и чешуек биотита, мозаичным угасанием зерен кварца, а для порфиroidных разновидностей — дроблением вкрапленников. Вследствие этого гранитоиды характеризуются мигонитовой, переходной к лепидогранобластовой или бластопорфиroidной, структурой.

Вмещающие породы в контакте с интрузивами интенсивно метаморфизуются. Основные эффузивы претерпевают амфиболитизацию, карбонатные породы превращаются в мраморы, кислые эффузивы почти не изменяются, иногда в них появляются мелкие чешуйки вторичного биотита.

По структурным и минеральным особенностям выделяются катаклазированные биотитовые среднезернистые платиограниты, лейкократовые платиограниты, биотитовые порфиroidные платиограниты, гранит-порфиры, гранит-порфиры с гранофиroidной основной массой, сиениты и диориты.

Катаклазированные биотитовые среднезернистые платиограниты (тройдемиты) представляют собой светло-серую, редко серовато-розовую интенсивно расщепленную породу. Минеральный состав их: альбит № 5—6 (40%), кварц (30—35%), микроклин (10—15%), биотит; вторичные минералы — хлорит, карбонат, эпидот, серицит и лейкоксен; акцессорные минералы — сфен, циркон, ортит, монацит и пирит. Лейкократовые разновидности платиогранитов совсем не содержат биотита.

Катаклазированные биотитовые порфиroidные платиограниты, в отличие от вышеописанных разновидностей, характеризуются зеленовато-серой мелкозернистой основной массой, на фоне которой выделяются крупные порфиroidовидные розового полевого шпата.

Катаклазированные гранит-порфиры образуют бластопорфиroidную структуру, обусловленную порфиroidными выделениями альбита и микроклина. Катаклазированные гранит-порфиры с гранофиroidной основной массой слатают обычно секущие тела. Порфиroidные выделения в них представлены микроклином, плагиоклазом и кварцем, а основная масса состоит из кварца, полевого шпата, серицита, эпидота, хлорита и биотита.

Катаклазированные сиениты — это серовато-зеленая расщепленная порода без кварца, но с кислым плагиоклазом.

Катаклазированные диориты образуют гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой. Они окрашены всегда в темно-серый цвет, характеризуются повышенным содержанием темноцветных минералов (биотит и роговая обманка) и средним плагиоклазом (андезин № 45).

Жидкие дериваты муйских гранитоидов ($t = 5P_{1,m}$) представлены микропегматитами, бостонитами, керсантитами, натровыми сиенитами, микрогранодиоритами, широко распространя-

емыми в поле развития пород горбылокской серни и обнаруживаемыми в гальке мухотунной свиты.

Микропегматитам присуща сландцеватая, полосчатая, участки микропегматитовая текстура и пегматитовая структура. Они состоят из альбитизированного полевого шпата, кварца, серицита; подчиненное значение имеют хлорит, эпидот, карбонат, сфен и апатит.

Бостониты — это породы с характерной бостонитовой структурой основной ткани и массивной текстурой. Они состоят из альбита (75—78%), кварца (4%) и гематита (15—20%).

Керсантиты образуют порфиroidной структурой с призматической-зернистой структурой основной массы и массивной текстурой. Порфиroidовидные представлены биотитом, а основная масса — роговой обманкой, биотитом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, хлоритом, эпидотом, апатитом.

Микрогранодиориты имеют микрозернистое сложение. Минеральный состав их: олигоклиз — андезин (50%), калиевый полевой шпат (20%), кварц (5%), биотит (15%), роговая обманка (8%); кроме того, встречаются карбонат, хлорит, эпидот, позит, сфен и пирит.

Натровые сиениты существенно состоят из альбита с редкими мелкими чешуйками биотита. Структура их гипидиоморфнозернистая.

В заключение следует отметить, что муйский интрузивный комплекс имеет гипабиссальный характер, связан пространственно с эффузивами, близок к ним по составу и так же, как эффузивы обильно пиритизирован. Все это, по-видимому, указывает на единство магматического очага эффузивов сплитокератофиroidной формации, кварцевых и фельзитовых порфиров (дайковых), кварцевых и микропегматитовых диабазов, диабазовых порфиритов и гранитоидов.

Надо подгагать, что муйский комплекс является более поздним проявлением в интрузивной форме одной и той же вулканической деятельности. Породы муйского интрузивного комплекса имеют эруптивный контакт только с нижнепротерозойской осадочно-вулканогенной толщей и пространственно приурочены к ней. Кроме того, они обнаруживаются в гальке базальных конгломератов верхнего протерозоя. Отсюда возраст интрузивного комплекса определяется как нижний протерозой.

С данным интрузивным комплексом связаны гидротермальные рудопроявления гематита и контактово-метасоматические рудопроявления тремолит-асбеста и магнетита.

ИКАТСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Икатский интрузивный комплекс представлен несколькими штоками диабаз и габбро-диабаз, распространяющимися в верховьях рек Уоакита, Юктокона и Дулешмы. Эти штоки здесь

прорываются доломиты юктоконской свиты верхнего протерозоя. Контакты их с вмещающими породами резкие, крутые. В доломитах на контакте с интрузивными имеютс контактово-измененные породы с новообразованными воластонита и актинолита.

Диабазы — среднезернистые, массивные, породы зеленого цвета, обладающие диабазовой (офитовой) структурой и состоящие главным образом из плагиоклаза и авгита. В небольших количествах в них присутствуют биотит и бурая роговая обманка. Плагиоклаз альбитизирован, карбонатизирован и эпидотизирован. По автиту развиваются уралит и хлорит.

Габбро-диабазы (*γP₂δ*) представляют собой почти полностью аналогично диабазов. В отличие от последних они характеризуются габбро-диабазовой структурой. В габбро-диабзах гноморфизм плагиоклаза менее выражен, чем у диабазов.

По прорыванию диабазами доломитов верхнего протерозоя устанавливается нижняя возрастная граница икатского интрузивного комплекса.

По аналогии с соседним районом, где породы этого комплекса впервые выделены (Хренов, 1957; Руднев и др., 1957; Тладышев и др., 1957), автор считает, что диабазы и габбро-диабазы относительно древнее верхнепротерозойских гранитных интрузий. В пользу этого мнения свидетельствуют многочисленные генетически связанные с гранитами верхнего протерозоя кварцевые и кварцево-кальцитовые жилы, секущие диабазы.

КАТЕРСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Дайки березитизированного порфира, прорывающие осадочные образования верхнего протерозоя, относятся к катерскому интрузивному комплексу.

Впервые этот комплекс был выделен и описан как самостоятельный комплекс верхнего протерозоя в Ангаро-Баргузинской горной стране (Сапог, 1947; Колесников, 1956).

Березитизированные порфиры (*αP₂δ*) слатают дайки мощностью от нескольких сантиметров до 3 м. Обычно дайки встречаются группами, около которых заметна более интенсивная пиритизация вмещающих пород. Они имеют светло-серую или слегка бурую окраску, мелкозернистое сложение и значительную вкрапленность кубиков пирита. Содержание пирита достигает иногда 25% объема породы, в среднем не превышает 1—5%.

В шлифах наблюдаются переходы от мало измененных кварцевых порфиров и гранит-порфиров к нацело березитизированным породам без реликтов первоначального состава и структуры. В малозернистых разновидностях видна порфировая структура с фельзитовой или мелкозернистой аллотриоморфно-зернистой основной массой.

БАРГУЗИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс представлен гранитами (*γP₂δ*), слатающими крупные глубоко эродированные плутоны, имеющие размеры в тысячи квадратных километров.

На вмещающие породы гранитоиды воздействуют по-разному. В результате метаморфизма серицит-хлоритовые филлиты превращаются в биотитовые, биотит-гранатовые и биотит-актинолит-гранатовые сланцы; песчанистые сланцы — в гнейсы (бассейн рек Могоя и Опши) и кварцитовые сланцы (бассейн р. Амундакона); основные эффузивы — в амфиболиты и празиниты; кислые эффузивы и их туфы — в порфириты; черные известняки — в мраморы с чешуйками графита; доломиты — в крупнозернистые доломиты с тремолитом и хлоритом. Нередки случаи образования гранат-везувияновых скарнов. В платио-гранитах нижнего протерозоя наблюдается лишь амфиболитизация.

Сами граниты на контакте с вмещающими породами оказываются разнейсованными на 2—3 км.

Граниты баргузинского интрузивного комплекса по текстурно-структурным особенностям подразделяются на порфировидные и равномернозернистые (крупно-, средне- и мелкозернистые), массивные и гнейсовидные разновидности. Среди гранитов по содержанию темпоцветных компонентов выделяются биотитовые, биотит-роговообманковые и лейкократовые разновидности. Все эти разновидности обладают светло-серой и серой окраской. Реже встречаются граниты розового цвета.

Микроскопические исследования гранитов показали, что главными пороодообразующими минералами являются микроклин (30—40%), плагиоклаз-олигоклаз № 10—15 (10—20%), кварц (20—30%), биотит (5—10%), роговая обманка (до 5%); вторичными — хлорит, серицит, эпидот, мусковит, карбонат и лейкоксен; акцессорными — апатит, фен, ортит, циркон, редко рудный минерал.

Структура равномернозернистых и лейкократовых гранитов — гранитная, а порфировидных гранитов и гранит-порфиров — порфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой.

Химический анализ среднезернистого биотитового гранита баргузинского интрузивного комплекса приведен в табл. 2. Эта порода состоит из микроклина (30%), кварца (35%), плагиоклаза (олигоклаз № 11), биотита (15%), серицита и хлорита (4%), окислов железа и апатита (1%). Структура гипидиоморфнозернистая.

Граниты изобилуют жильными образованиями. Встречаются дайки гранит-порфира, гранодиорита и жилы пегматита. Гранит-порфиры (*γP₂δ*) и гранодиориты (*γδP₂δ*) слатают дайки небольшой мощности (до 1 м), секущие как материнские, так и вмещающие породы.

Результаты химических

№ образца	Порода и место взятия пробы	Со			
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
3789	Среднезернистый биотитовый гранит с водораздела рек Майгунды и Юктокона (высота с абс. отм. 1997,0 м)	69,57	0,32	11,24	0,33
50	Среднезернистый гранит с биотитом из штока р.ч. Сосновского	64,84	0,50	14,21	1,21

Числовые характеристики

№ образца	a	c	b	s
3789	15,9	2,4	2,2	78,4
50	13,2	4,0	3,7	78,9

¹ Аналитик А. И. Капустина (Иркутское геологическое управление).

Пегматиты (Prl_{3b}) большей частью встречаются в виде жил и неправильной формы шпир внутри массива гранитов и редко выходят за его пределы.

В бассейне рек Могой, Огня и Итыкита на контакте гранитов с вмещающими породами интенсивно развиты процессы ассимиляции, особенно карбонатных пород. Здесь встречаются большие участки распространения гибридных пород, представляющих габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, кварцевыми гранодиоритами, сиенитами и кварцевыми сиенитами (v— ξ Pt_{3b}). Все вышеперечисленные разновидности пород слатают единый массив и имеют постепенный переход к нормальным гранитам.

Возраст гранитов баргузинского интрузивного комплекса определяется следующими данными. В ряде мест в бассейне рек Уоакита, Могой и Горбылка обнаруживаются рудные контакты с эффузивами нижнего протерозоя и карбонатными и терригенными породами верхнего протерозоя.

«Изучение взаимоотношения гранитов с вмещающими породами показало некоторое своеобразие их залегания. Повсеместно во вмещающих породах наблюдается падение пластов в противоположную от гранитов сторону. Простирание складок следует как бы параллельно контуру гранитных плутонов» (Салоп, 1949).

Анализ гранитов ¹

стан. %	Сумма										
	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	П.п.п.	
1,88	0,05	0,03	2,02	4,69	4,03	0,11	0,03	0,15	0,01	99,8	
1,44	0,07	0,64	3,16	3,81	2,86	0,22	3,41	1,17	2,57	100,1	

по А. Н. Заварицкому

a'	f'	m'	c'	n	Q
21,0	63,9	14,9	—	64,4	22,8
—	67,0	30,7	1,9	11	27,6

гическое управление).

Таким образом, по отношению к верхнепротерозойской складчатой структуре плутоны баргузинского комплекса являются конкордантными интрузивами. Все эти факты позволяют считать, что внедрение гранитов связано с верхнепротерозойской складчатостью, по отношению к которой они являются позднеорогенными интрузивами. Кроме того, на верхнепротерозойский возраст баргузинских гранитов указывает наличие их гальки в базальных конгломератах нижнего кембрия ¹.

ВИТИМКАНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

К витимканскому интрузивному комплексу относятся биотитовые граниты, мелкозернистые мусковитовые граниты, диоритовые порфиры, одниты и кварцевые порфиры и гранит-порфиры.

Биститовые граниты (Prz_{1c}) слатают небольшие массивы (штоки) эллипсовидной формы на правобережье р. Сана, на водоразделе Юктокон — Дулешма, Могой — Уоакит, в верховье р. Гремной и ключа Длинного.

На контакте с вмещающими породами в гранитах развиты процессы ассимиляции, сопровождающиеся образованием гибридных пород — диоритов, кварцевых диоритов (штоки р. Сана,

¹ Описание гальки баргузинских гранитов дано на стр. 16.

ключей Мухтунного и Сосновского) и перекристаллизованных известняков (шток р. Юктокона).

Граниты характеризуются серой и темно-серой окраской, массивной текстурой, среднезернистым сложением. Они состоят из микроклина (40—55%) и кварца (35—40%). Плагноклаз и биотит в них играют роль второстепенных минералов. Из акцессорных минералов присутствуют: апатит, сфен, ортит и циркон; структура гранитная. Граниты частично грейзенизированы, особенно в участках, пронизанных маломощными кварцевыми прожилками.

Результаты химического анализа породы Сосновского штока приведены в табл. 2 (образец 50).

Эта порода состоит из калиевого полевого шпата (30—35%), плагноклаза (20—30%), кварца (до 30%), биотита (около 5%), пирита (5%). Кроме того, в значительном количестве обнаруживаются пегит, карбонат и серицит. По А. Н. Заваряцкому, эта порода относится к классу пересыщенных кремнеземом, к группе бедных щелочами и определяется как гранодиорит. Отклонение состава породы от нормальных гранитов объясняется ассимиляцией вмещающих пород, что характерно для Сосновского штока.

Гранит-порфиры ($\text{тPz}_1\text{т}$) редко слагают самостоятельные штоки (руч. Мухтунный). Большой частью они встречаются совместно с биотитовыми гранитами, слагая краевую фацию или дайковые тела. Гранит-порфиры отличаются от биотитовых гранитов своей порфировой структурой; вкрапленники представлены микроклином, плагноклазом, редко кварцем.

Мелкозернистые мусковитовые эрициты ($\text{Pz}_1\text{т}$) слагают небольшой шток (1X1 км) в верховье р. Ниртыча (левый приток р. Муи). По внешнему виду это мелкозернистые светло-розовые породы. Минеральный состав: главные — микроклин, кварц, плагноклаз, мусковит; вторичные — серицит, карбонат; акцессорные — сфен, ортит и апатит. Структура гранитная.

Нижнепалеозойский возраст данных гранитов установлен условно, по аналогии с подобными интрузиями Ангаро-Баргузинской горной страны, где они рвут фаунистически охарактеризованный кембрий (Колесников и Анисимова, 1956).

Дайковый комплекс пород¹ (кварцевые порфиры, диоритовые порфиры, одниты и гранит-порфиры) пространственно приурочен к линиям тектонических нарушений, секущих кембрийские образования.

Кварцевые порфиры ($\text{дPz}_1\text{т}$) — это желтовато-серые массивные породы. Они интенсивно пиритизированы. Пиритизация увеличивается вблизи залебандов даек. На вмещающие породы оказывают слабое термальное воздействие. Мощность контактово-измененных пород не превышает 1 см. Порфиробласты

в них представлены кварцем, а основная масса очень мелкозернистая. Структура порфировая с фельзитовой структурой основной массы.

Диоритовые порфиры ($\text{вPz}_1\text{т}$) в отличие от кварцевых порфиров содержат во вкрапленниках полевой шпат (андезин № 40 и микроклин) и очень редко роговую обманку.

Одниты ($\text{дPz}_1\text{т}$) слагают дайки мощностью 0,2—0,5 м. В составе однитов преобладают основной плагноклаз (лабрадор № 52), роговая обманка и авгит. Нередко последний образует порфиробласты. Структура порфиробластовая или призматически-зернистая.

Заканчивая описание витимканского интрузивного комплекса, необходимо отметить, что тела этого комплекса приурочены к отдельным ослабленным зонам северо-восточного простирания и имеют крупные прямоугольные контакты с вмещающими породами.

Послекембрийский возраст данного интрузивного комплекса устанавливается по рвушему контакту с породами санской серии нижнего кембрия. Верхняя возрастная граница неясна. Некоторые исследователи (Павловский 1956; Мирчинк, Щер, 1955) приписывают им мезозойский возраст. Автор вслед за П. М. Хреновым (1957) склонен связывать их внедрение с раннекаледонской (сагайской) складчатостью, которой подверглись нижекембрийские образования.

Витимканский интрузивный комплекс по своему положению в тектоно-магматической истории развития Байкальской горной страны отвечает, по-видимому, формации малых интрузий позднего этапа развития подвижных зон земной коры. Часть членов этого комплекса обладает рядом характерных черт, объединяющих их с малыми интрузиями сублатформенного типа. Тем не менее, по-видимому, возможно выделить граниты витимканского интрузивного комплекса, слагающие крупные массивы среди поля развития баргузинского интрузивного комплекса.

Эти интрузии имеют большое практическое значение. С ними связаны гидротермальные рудопроявления молибдена, олова, вольфрама, полиметаллов, золота. На смежных площадях с этим комплексом связаны грейзенизация и скарнирование, сопровождаемые редкометалльным оруденением (молибден, олово, вольфрам), представляющим практический интерес (Хренов, 1957; Руднев и др., 1957; Гладышев и Гладышева, 1957).

ТЕКТОНИКА

Территория листа расположена в юго-восточной части Северо-Байкальского нагорья и охватывает незначительную часть восточной дуги той своеобразной геологической структуры этого района, на которую оказала существенное влияние Муи-

¹ В других частях Байкальской области эти дайковые породы относятся к мезозойскому возрасту. (Прим. ред.)

ская архейская глыба (Сагон, 1954; Тихонов и др., 1956). Поэтому для складчатых структур района характерен сложный план ориентировки с преобладанием северо-западного простирания.

В ходе исторического развития данного участка земной коры созданы нижнепротерозойские, верхнепротерозойские, нижнепалеозойские и мезо-кайнозойские структуры.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Спигито-кератофировая формация нижнего протерозоя, развитая в восточной части площади, слагает крупную, очень сложную по строению складчатую структуру, ось которой проходит вдоль кюча Девитинского в меридиональном направлении. Западное крыло этой структуры в бассейне р. Муи срезаю гранитной интрузией верхнего протерозоя, а к югу, в бассейне рек Дулешмы и Уоакита, перекрыто более молодыми образованиями. Наиболее полно сохранилось восточное крыло структуры, осложненное двумя синклиналями и сопряженными с ними антиклиналями — складками второго порядка.

Ширина складок второго порядка обычно не превышает 3—4 км. Ось таге-горбылокской синклинальной складки проходит вдоль водораздела рек Таге и Горбылка, а ось горбылокской — по левобережью р. Горбылка. Обе складки параллельны между собой и линейно вытянуты в северо-восточном направлении. Лишь в верховье р. Западного Горбылка наблюдается изгибание оси складки в северо-западном направлении, а затем снова в северо-восточном направлении.

Ядро таге-горбылокской синклинальной складки сложено основными эффузивами верхней толщи горбылокской серии, а крылья — основными эффузивами, переслаивающимися с известняками. У этой складки наблюдается воздымание шарнира к юго-западу. Ядро горбылокской синклинальной складки сложено доломитами нижней толщи горбылокской серии, а крылья — туфогенными породами, переслаивающимися с известными эффузивами той же серии. По простиранию складки наблюдаются погружение и поднятие шарнира, фиксируемые переклинальными замыканиями.

По долинам рек Восточного и Западного Горбылков в участках, где эти реки пересекают вкrest структуры нижнего протерозоя, наблюдаются чередующиеся антиклинальные и синклинальные складки шириной 10—200 м. Эти складки, являющиеся самыми мелкими складками нижнего протерозоя, довольно просты по строению и имеют плавные изгибы в замковой части с углами падения крыльев 60—80°.

Все складки, как крупные, так и мелкие, имеют симметричное строение, они линейно вытянуты и представляют собой складки изгиба довольно пластичных масс. Движения течения и будинажа сравнительно редки.

Со складчатостью нижнего протерозоя связаны синорогенные интрузии гранитоидов.

Нижнепротерозойская фаза складчатости в период своего завершения ознаменовалась образованием мощных линейных ослабленных зон, просуществовавших до конца геосинклинального развития. Эти зоны играли существенную роль в формировании верхнепротерозойских и нижнепалеозойских структур при последующих этапах дислокации.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Складчатые структуры верхнепротерозойской уаикитской серии имеют сложное строение; они отличаются неустойчивостью простирания даже на небольших участках.

Несмотря на сложность уаикитской серии, при рассмотрении геологической карты представляется возможным установить взаимосвязанность их северо-западного, близкого субмеридиональному, простирания от складчатых структур горбылокской серии. Это направление является доминирующим для складчатости верхнего протерозоя.

Уаикитская серия смята в крупный Уоакит-Дулешминский синклинорий. Ядро его сложено доломитами юктоконской свиты, а крылья — образованиями нерундлинской и мухтуной свиты. Ось этой складчатой структуры на левобережье нижнего течения р. Уоакита ориентирована на СВ 15°, затем на отрезке от горы Белой (абс. отм. 1741 м) до среднего течения р. Юктокона она имеет простирание СЗ 315°, далее в верховье р. Уоакита шарнир снова поворачивает на СВ. Повороты оси синклинория плавные, без всяких следов разрыва, и в целом она как бы огибает массив нижнепротерозойской горбылокской серии. Восточное крыло Уоакит-Дулешминского синклинория в бассейне среднего течения р. Дулешмы осложнено крупной Дулешминской антиклинальной складкой с осью, изгибающейся с северо-запада на северо-восток. Эта складка сложена конгломератами и песчаниками мухтуной свиты.

Особенно сложно дислоцировано западное крыло Уоакит-Дулешминского синклинория в бассейне рек Амундакона и Уоакита. Породы здесь смыты в чередующиеся между собой синклиналей и антиклиналей, опрокинутые на юго-запад. В ядре антиклиналей выходят породы мухтуной свиты, а в ядре синклиналей — породы нерундлинской свиты.

Рампах крыльев складки достигает 2—3 км, и крылья обнаруживают падение на СЗ и на ЮВ, причем наряду с крутыми падениями (60—70°) встречаются и более пологие (20—30°). На фоне этих складок вырисовываются еще более мелкие складки, наблюдаемые в отдельных обнажениях и нередко осложненные сбросами с амплитудой 1,5—5 м. Они характеризуются острыми замками, к которым большей частью и приурочены

дизъюнктивные нарушения. Осн этих складок ориентированы параллельно.

На правобережье р. Уоакита и левобережье р. Нерууды наблюдаются мелкие складки северо-восточного простирания, почти перпендикулярные основной складчатой структуре данного участка. Эта мелкая складчатость является чисто местным явлением, отражающим тот сложный план складчатости верхнего протерозоя, в формировании которого значительно роль сыграло строение фундамента. Сопряженный с запада с Уоакит-Душешминским синклинарием могойский антиклинорий полностью уничтожен интрузией гранитов. Об этом свидетельствуют сохранившиеся ксенолиты конгломератов, песчаников и известняков уакигской серии в бассейне рек Могоя и Гремной (Салон, 1949).

Верхнепротерозойская складчатость сопровождается дизъюнктивными нарушениями — надвигами.

В верхнепротерозойскую фазу складчатости, сопровождающуюся внедрением различных интрузий, область была в значительной степени консолидирована. В дальнейшем сохранились лишь отдельные ослабленные зоны в виде межгорных прогибов, приуроченные, по-видимому, к границе между верхнепротерозойскими и нижнепротерозойскими складчатыми структурами. Эти зоны явились участками накопления осадков нижнего палеозоя и наиболее интенсивного проявления нижнепалеозойской пликативной дислокации.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Консолидированность фундамента нижнепалеозойских отложений сыграла существенную роль при формировании каледонской складчатости, создавшей своеобразные и на разных участках различно ориентированные структуры, местами полностью приспособленные к отдельным структурам протерозоя.

Для санской серии водораздела рек Душешмы и Горбылка характерна крупная синклинальная складка, осложненная более мелкими складками, ось которой ориентирована в направлении, близком к меридиональному. В северо-западной части санская синклинальная складка опрокинута на юго-восток.

В нижнем течении р. Сана, протекающей вкост простирания санской синклинальной складки, наблюдается симметричная складка, ядро которой сложено песчаниками верхней санской свиты, а западное крыло — конгломератами нижней санской свиты и песчаниками верхней Душешминской свиты. Азимут падения западного крыла этой складки СВ 80°, угол падения 56°, азимут падения восточного крыла СЗ 305°, угол падения 60°.

В верховье этой же реки имеется небольшая антиклинальная складка, в ядре которой выходят конгломераты нижней санской свиты, а крылья сложены песчаниками верхней санской свиты. Азимут падения юго-западного крыла этой складки

195°, угол падения 80°, азимут падения крыла 80°, угол падения 70°. Изгибание крыльев в замковой части плавное.

Таким образом, для складчатости нижнего палеозоя характерны простые складки изгиба. Опрокидывание складок обусловлено тангенциальными силами, направленными со стороны поднимающихся жестких протерозойских массивов.

Тектонические движения, обусловившие формирование складчатых структур и дизъюнктивных нарушений нижнепалеозойского возраста, сопровождались внедрением светло-серых и розовых лейкократовых порфировидных гранитов и гранит-порфиоров, образующих более или менее крупные массивы, штоки и дайки кварцевых и диоритовых порфиоров и однитов (дайки). Полоса, в пределах которой развиты массивы этих гранитов, имеет северо-восточную ориентировку и сопровождается мелкими сбросами. Простирание даек зависит главным образом от направления простирания разрывных нарушений, к которым они приурочены.

МЕЗО-КАИНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Структуры мезо-кайнозоя представлены Муяканским и Южно-Муйским горстами, Муйским грабеном и Ципо-Бавитовской впадиной. Все эти структуры линейно вытянуты и ориентированы на северо-восток и выражены в современном рельефе.

В данной объяснительной записке детально обосновать происхождение этих структур не представляется возможным. Морфологическая характеристика данных структур и их генезис вкратце изложены ниже. Более подробное описание мезо-кайнозойских структур и обоснование их происхождения даны в статьях Н. А. Фиоренсова (1948, 1954).

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

В районе условно выделяются докембрийские, нижнепалеозойские и мезо-кайнозойские разрывные нарушения.

Докембрийские разрывные нарушения представляются собой взбросо-надвиги и надвиги, прослеживающиеся на значительные расстояния и отделяющие породы разного литологического состава. Эти разрывы затрагивают только верхнепротерозойские осадочно-метаморфические образования и срезаются по простиранию гранитами верхнепротерозойского возраста.

Один из таких взбросо-надвигов, *Уоакитский*, имеет северо-западное простирание и прослеживается по левобережью р. Уоакита. Он отделяет доломиты юктоконской свиты с юго-запада от песчаников и известняков нерундинской и мухтунной свит. Поверхность взбросо-надвиги имеет пологое падение (до 40°). Ширина зоны дробления пород около 40 м.

Второй взбросо-надвиг, *Юктоконский*, отделяет породы юктоконской и мухтунной свит вдоль правого притока р. Душешмы.

Мощность зоны катаклазированных и милонитизированных пород около 200 м. Простираение его СЗ 310°. Падение поверхности смещения на северо-восток под углом 35°.

На левобережье р. Амундакона известняки и песчаники отделяются *Динидаконским* надвигом, прослеживающимся по зоне брекчи и расстанцованности пород, мощность которых достигает 30 м. Простираение надвига СЗ 320°. Падение поверхности смещения надвига на северо-восток под углом 30—35°.

Особенно многочисленны разрывные нарушения нижнепалеозойского возраста. В верхнем течении р. Дулешмы в субширотном направлении проходит Дулешминский надви, по которому основные эффузивы нижнего протерозоя надвинуты на санскую серию нижнего палеозоя. Поверхность смещения его пологая, наклонена под углом 10—20° и падает на север и северо-запад. Мощность милонитизированных пород в зоне надвига достигает 50 м.

Несколько южнее линии этого надвига в истоке р. Юктокона картируются кинипены, впервые установленные Л. И. Саломом (1949). Они представляют собой эрозийные останцы тектонического покрова нижнепротерозойских метабазов, надвинутых на породы верхнего протерозоя. На контакте между метабазами и подстилающими породами наблюдается мощная зона милонитов (25—30 м), имеющая те же элементы залегания, что и поверхность смещения Дулешминского надвига.

Взбросо-надвигами и сбросами ограничена с востока и запада санская серия водораздела рек Дулешмы и Горбылка. Поверхности смещения их падают в сторону более древних пород. Углы падения обычно не превышают 35—50°, мощность милонитов 10—15 м.

Многочисленные сбросы нижнего палеозоя северо-западного и северо-восточного простираений. Протяженность сбросов десятки километров; мощность брекчий достигает 1,5 м. К сбросам с вертикальными поверхностями смещения приурочены нижнепалеозойские рудносные интрузии.

Мезо-кайнозойские разрывные нарушения располагаются главным образом по окраинам впадин и грабенов. Они имеют крутые поверхности смещения с амплитудой вертикального перемещения 1,5 км. Сбросы выражены в рельефе, местами к ним приурочены термальные минеральные источники. Изредка они наблюдаются в центральной части горстов и обладают малыми амплитудами смещения (до 1 м). Район претерпел сложное геологическое развитие. Геосинклинальный этап развития района закончился в конце нижнего палеозоя, и этот район примкнул с юга к Сибирской платформе. В мезозое начинается новый этап развития района, выражающийся в образовании своеобразных структур складчато-разрывного типа (аркогенез, по Е. В. Павловскому).

Район характеризуется повышенной сейсмичностью. 24 июня 1957 г. произошло десятибалльное Муёйское землетрясение недалеко к северо-востоку от площади листа (50 км). По международной шкале оно относится к «необыкновенно опустошительным». Это землетрясение сопровождалось громадными объемами и образованиями зияющих трещин в земле длиной несколько сот метров. Глубина очага землетрясения определялась 20 км.

Трещины ориентированы параллельно разломам, оконтуривающим Муёйский грабен. Эпицентр его находится на границе Муёйского грабена с Южно-Муёйским хребтом (Солоненко, Флоренсов, 1954). Муёйское землетрясение указывает на современную тектоническую активность района. Оно является отголоском тех мощных все продолжающихся тектонических движений земной коры, которые обусловили формирование структур мезо-кайнозоя.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Район характеризуется сложным комплексом форм рельефа. Направленность хребтов и впадин, основных орографических единиц района, с юго-запада на северо-восток соответствует простираню структур новейшей дислокации — областей поднятий и опусканий. В районе выделяются две тектоно-морфологические области:

- 1) Область эрозийно-тектонического рельефа.
- 2) Область аккумулятивно-тектонического рельефа.

ОБЛАСТЬ ЭРОЗИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА

Область эрозийно-тектонического рельефа охватывает почти всю исследованную площадь, исключая Муёйскую и Липо-Баунтовскую впадины, и разделяется на четыре морфологических района:

- 1) высокогорный рельеф,
- 2) среднегорный рельеф,
- 3) низкогорный рельеф и
- 4) предгорная наклонная холмистая равнина.

Высокогорный рельеф развит на центральной (водораздельной) части Южно-Муёйского и Муяканского хребтов. Для данной части характерны настоящие альпийские черты рельефа со следами бывшего оледенения. Осевая часть Южно-Муёйского и Муяканского хребтов (абс. отн. 2000—2700 м) представляет собой сплошную неправильную цепь острокопечных высот, соединенных между собой крутыми гребнями, с многочисленными карами и карлингами.

Наибольшие абсолютные высоты хребта (2700 м) находятся в бассейнах рек Горбылка Динидаконского, Могоя, Обни и Майгунды. Здесь хребты отпочаляются крайней изрезанностью, представляя собой море островерхих, подчас недоступных пиков,

Среди которых располагаются глубокие и широкие троговые долины. Наиболее крупными троговыми долинами с многочисленными трогами-притоками являются долины рек Муьского Могоя, Итыкита, Майгунды, а также Ципинского Уоакита, Ду-тешмы и Горбылка.

В большинстве случаев в широкие днища трогов врезаны современные узкие русла. В осевой части хребта трогои глубоко врезаны, иногда стенки их возвышаются над днищем на 1000—1300 м. Днища трогов даже в самом верховье имеют значительную ширину — до 600 м; ниже по течению рек ширина днищ достигает 1000 м. Продольный профиль трогов в верховьях имеет резко выраженные перегибы, причем ригели образованы коренными породами. Ниже по течению рек продольный профиль рек остается ступенчатым, но перегибы его становятся более плавными.

В главную троговую долину впадают небольшие высшие долины — трогои. Высота трогов от 100 до 300 м. В троговых долинах наблюдаются конечные морены. Так, например, долина р. Горбылка переторживается четырьмя крупными конченными дугами, причем последняя, наиболее крупная дуга расположена близко к Ципо-Баунтовской впадине (Саопи, 1949; Жалсабон, 1956).

Среднегорный рельеф. Высокогорная область с юга окаймлена пологой среднегорной ландшафта (абс. отм. 1700—2100 м).

В пределах Муяканского хребта среднегорье занимает приблизительно такую же площадь, что и высокогорная часть. На южном склоне Южно-Муьского хребта среднегорье протянута широкой полосой в северо-восточном направлении. Морфологически этот район представляет собой серию плоских верхних расчлененных куполовидных холмов, разделенных между собой глубокими V-образными долинами. Иногда здесь встречаются куполовидные холмы, достигающие абсолютной высоты 2350 м.

В то время как для высокогорной области характерны гляциальные формы рельефа, связанные с экзарационной деятельностью льдов, для среднегорья свойственно сочетание ледниковых и главным образом водно-эрозийных форм рельефа. Активная ледниковая деятельность проявилась здесь в создании трогов вылаживания, сопровождающихся моренными отложениями.

Морены представляют собой вытянутые увалы высотой в несколько метров, сложенные валунным материалом. Они обычно тянутся вдоль склонов долин. Особенно характерны хорошо сохранившиеся морены в долинах рек Майгунды, Среднего Горбылка и Могоя.

На реках много водопадов, высота которых достигает иногда 10—20 м. В бассейне рек Нерунды, Гремной и Могоя горы,

имеющие пологовыпуклые куполообразные формы, часто покрыты слоистыми глыбовыми россыпями. На склонах этих гор широко распространены солифлюкционные террасы (до десяти террас). Здесь же по долинам рек Могоя и Гремной наблюдается четыре врезанных участка, которые представляют собой антедедентные долины.

В пределах северо-восточной части среднегорья и отчасти в Южно-Муьском хребте развиты древние выровненные поверхности (абс. отм. 2100—2300 м), очень полого поднимающиеся к центральной части хребта. Эти поверхности покрыты нагромождениями валунно-глыбового материала ледникового происхождения.

В среднегорной части в основном развиты эрозийные террасы, менее развиты эрозийно-аккумулятивные и редко — аккумулятивные.

Низкогорный рельеф занимает обширную часть юга и юго-востока исследованной площади. В сторону Ципо-Баунтовской впадины холмы сменяются более пологими залесенными высотами с абсолютными отметками не более 1500—1800 м.

Склонный высот пологие, незаметно переходящие в долины. Ширина этой предгорной ступени около 10—15 км. Верхняя граница ступени совпадает с нижней границей среднегорья, выраженной в рельефе резким уступом высотой 150—200 м. В северной части низкогорья наблюдается переход от трогообразных долин к трапецеидальным и V-образным, а затем, ближе к Ципо-Баунтовской впадине, — к долинам с пологими склонами.

В пределах низкогорья, по-видимому, в формировании рельефа определенную роль сыграла литология пород. В зависимости от распространения пород в пределах низкогорья различаются: а) рельеф с резко выраженными формами в области развития осадочно-метаморфических пород и б) рельеф со сложными формами в области развития магматических пород.

Участки распространения осадочно-метаморфических пород отличаются сильной изрезанностью: поперечные профили долин имеют V-образную форму, а гидросеть — перистый вид; водоразделы, сложенные известняками, имеют острые гребни; присутствуют также карстовые озера.

В области развития магматических пород наблюдаются более плавные очертания водоразделов, V-образные и трапецеидальные долины. Лидросеть имеет перисто-веерообразный вид. Встречаются участки гидросети с радиально-лучистым строением.

В целом для низкогорья характерны главные, мягкие формы рельефа, плоские или пологохолмистые водоразделы с реликтами древней гидрографической сети. В северной части низко-

горы на водоразделах широко распространены гряды и холмики моренных отложений. Так же, как и в среднегорье, здесь имеют большое распространение столовые возвышенности и солифлюкционные террасы.

В средней части левобережья р. Муи и в низовье р. Горбылка встречаются термокарстовые озера, происхождение которых связано с многолетней мерзлотой. По долинам рек преимущественно развиты аккумулятивные и эрозивно-аккумулятивные террасы. Это в основной массе короткие террасы с высотой уступа 1—2 м, сложенные моренным материалом, галечником с песком и песками.

Предгорные наклонные холмистые равнины выделяются в пределах предгорных частей северного склона Южно-Муьского хребта и южного склона Муьканского хребта. Ширина этих равнин от 2 до 8 км. Они как бы обрамляют область высокогорного ландшафта. Абсолютная отметка поверхности этой равнины в участках, примыкающих к депрессии, — 1000 м, на границе с высокогорной частью — 1600 м.

Эта область представляет собой наклонную равнину, покрываемую моренно-валунными отложениями, которые лежат ровным покровом или образуют мелкохолмистый ландшафт с многочисленными озерами. Линия соприкосновения моренных отложений с озерно-речными образованиями Муьской впадины довольно прямолинейная. Лишь в устьях крупных рек (боковые притоки р. Муи) наблюдаются конечноморенные дуги, направленные выпуклостью в сторону впадины.

Эти равнины являются участками развития современной попятной эрозии. Здесь русла боковых притоков р. Муи врезаны в коренные породы, вдоль которых сплошь наблюдаются скульптурно-моренные террасы высотой 25—30 м.

ОБЛАСТЬ АККУМУЛЯТИВНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА

Область аккумулятивно-тектонического рельефа включает две довольно крупные тектонические депрессии: 1) Ципо-Баунтовскую впадину и 2) Муьский грабен.

Ципо-Баунтовская впадина располагается между северо-западным окончанием Витимского плоскогорья и Южно-Муьским хребтом и проходит вдоль долины р. Ципы. Это широкая пониженная область, ее ширина в центральной части в пределах описываемого района достигает 25 км. У восточной рамки планшета близ горы Пайкада впадина резко сужается до 8—10 км.

Дно впадины представляет собой всхолмленную заболоченную равнину с массой озер-старич, генетически связанных с руслом р. Ципы и ее притоков. Абсолютная отметка поверхности впадины 1000—1100 м. Выровненное дно впадины по направ-

лению к бортам переходит в более высокую, местами также заболоченную равнину, сложенную озерно-речными отложениями, среди которых возвышаются группы останцов, сложенные коренными породами.

По обоим бортам долины р. Ципы почти на всем протяжении прослеживается надпойменная терраса высотой 1—1,5 м, сложенная песчаными отложениями. Во впадине наблюдаются различные по площади террасы в виде пологих холмиков высотой от 1 до 2 м, сложенных песчано-иллистым материалом. Эти террасы большей частью озерного происхождения. В юго-восточном углу планшета вдоль р. Кудура имеется терраса длиной 4 км и высотой до 20 м, сложенная речным песком и мелким галечником.

В краевых частях впадины в районе Бусанских озер, прииска Уоакита и приустьевой части р. Таге отмечаются террасы высотой до 30—50 м.

Граница впадины с предгорьями чрезвычайно извилиста; впадина вторгается в предгорья тремя большими языками — по рекам Могою, Уоакиту, Дулешме и Горбылку. Долины этих рек в нижнем их течении расширяются и сливаются с депрессией.

Муьский грабен расположен к северо-востоку от Ципо-Баунтовской впадины. Он значительно уже этой впадины — ширина его 10—20 км. Абсолютные отметки дна Муьского грабена 700—800 м. Дно его расположено гинсометрически ниже Ципо-Баунтовской впадины на 300—400 м. В то время как Ципо-Баунтовская впадина отделена от центральной гряды Южно-Муьского хребта рядом последовательных предгорных ступеней, Муьский грабен непосредственно обрамлен с обеих сторон гольцовыми возвышенностями высокогорной области.

Относительные превышения хребтов над Муьской депрессией достигают 1200—1300 м. Поверхность ее представляет собой заболоченную равнину с множеством небольших озер, либо соединенных протоками с руслом р. Муи, либо совершенно изолированных от нее. Так же, как и в пределах Ципинской впадины, здесь имеется ряд останцовых возвышенностей пограничного рельефа, сложенных гранитами.

На некоторых из этих возвышенностей наблюдаются своеобразные древние террасовидные уступы. Такие террасы встречаются на левобережье р. Муи, против устья р. Олни. Верхняя терраса здесь расположена на высоте 900 м над уровнем моря. В 40 м ниже по склону находится второй уступ. Кроме того, в пределах впадины выделяются первая и вторая надпойменные террасы. Эти террасы пологие, без видимых резких уступов. Они сложены песчаными и песчано-галечниковым материалом. Высота первой надпойменной террасы от 2 до 30 м, второй — от 50 до 100 м.

СХЕМА РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Изучение континентальной истории мезо-кайнозоя Байкальской горной области позволило многим исследователям прийти к выводу, что основа современного рельефа была заложена еще в юре (Флоренсов, 1948).

Следующий этап развития рельефа характеризуется сопряженными поднятием в районах современных хребтов с опусканием в районах современных впадин (Павловский и Флоренсов, 1951). Этими движениями древняя поверхность выравнивания была в одном случае поднята на высоту до 2700 м, а в другом поружена под уровень современной поймы впадины на значительную глубину.

«Судя по постепенному изменению высоты древней выровненной поверхности (на протяжении около 40 км) в одних случаях (южный склон Южно-Муйского хребта) и резкому и короткому углуобразному северному склону Южно-Муйского хребта, эти движения носили, по-видимому, характер плавного изогнутая чело участка литосферы, сопровождавшиеся мощными разрывами, которые усиливали интенси́вность вертикального расчленения» (Салоп, 1949).

К началу оледенения Южно-Муйский и Муяканский хребты не представляли собой резко выраженных орографических единиц с сильно расчлененными рельефами. На этих поднятых на значительную высоту выровненных поверхностях развилось первое покровное оледенение скандинавского типа¹. Мощность льда, по-видимому, достигала 400 м. В результате воздействия этого оледенения еще больше сгладились и покрывались мореными отложениями поверхности водоразделов.

Следы деятельности этого оледенения сохранились в виде эратических валунов и морен на выровненных поверхностях водоразделов и предгорной наклонной холмистой равнины. Затем наступило межледниковое время, ознаменовавшееся развитием мощной долинной сети. Значительную роль в углублении эрозионных процессов сыграло таяние ледников.

Возобновившиеся в области Южно-Муйского и Муяканского хребтов поднятия вызвали наступление нового оледенения. Это оледенение фиксируется по мореным отложениям, залегающим в троговых долинах, глубоко врезаанных (на 400—500 м) в поверхность водоразделов, несущих на себе отложения первого покровного оледенения. Вследствие значительного расчленения рельефа это оледенение имело альпийский характер. Отдельные наиболее возвышенные участки (гольцы) обих хребтов являлись центрами оледенения. От них в разные стороны по направлению к депрессиям то долинам спускались мощные ледниковые языки, достигавшие в некоторых случаях

пределов депрессии. Эрозионные долины переработались в тропы с мощными моренными отложениями. На склонах гольцов развились кары.

Изменение климатических условий привело к таянию долинных ледников; наступил следующий период интенсивной эрозии. Реки прокладывали себе русла или в ранее заложённых троговых долинах, размывая морены предшествующего оледенения, или вырабатывали себе новые долины, оставляя старье, выполненные мореной.

Следующее возобновление тектонических движений и изменение климатических условий вызвало наступление третьего оледенения, также долинного альпийского типа, третье оледенение выделяется по следующим данным:

1. В бассейнах рек Могоя, Дулашмы, Уоакита и других рек наблюдается приращение одних моренных отложений хорошей сохранности к моренам более ранних комплексов.

2. В бассейне р. Горбылика отмечаются две долины, выполненные разновозрастными моренами (Мирчинк, 1955).

3. В бассейнах рек Майгунды (Жалгабон и др., 1956) и Уоакита (Мирчинк, 1955) имеются вложенные троговые долины, выполненные моренными отложениями.

В результате третьего оледенения образовались вложенные троговые долины и еще большее развитие получили кары. В репрессивный этап этой ледниковой эпохи выделяются по меньшей мере четыре периода более стабильного положения снеговой границы, фиксируемые конечноморенными грядами.

Межледниковый период между вторым и третьим оледенениями был кратковременным. От современной эпохи третьим оледенением оледенение отделено небольшим промежуточком времени, о чем свидетельствует бо́льшая свежесть ледниковых форм. Возможно, что возникновение в пределах ледниковых форм района обширных озерных бассейнов, отложения которых фиксируются в сложных слоистыми тонкими песками террас, является следствием таяния снегов.

Базис эрозии системы р. Муи к. же базиса эрозии системы р. Цимы на 300—400 м. Это обуславливает более интенсивное развитие попойной эрозии в правых притоках р. Муи и их взаимодействие с севера в Южно-Муйский хребет. Известны многочисленные случаи перехвата истоков левых притоков р. Цимы правыми притоками р. Муи.

В рыхлых отложениях района присутствуют рудные минералы: касситерит, молибденит, шенит, ильменит, галенит, сфалерит, золото, висмутит и т. д. Из них только золото образует промышленные концентраты.

Автором и предшествующими исследователями произведены значительные поисковые и разведочные работы на золото. Эти работы показали, что россыли с промышленными концентратами золота находятся только в участках, не подвергшихся

¹ Основываясь на возрасту оледенения дано выше при описании четвертичных отложений.

ледниковой деятельности; эти россыпи не имеют пространственной связи с коренными источниками (Л. И. Салоп, 1948 г.; Д. Жалсабон, 1953—1956 гг.). Следовательно, золотосыльные россыпи относятся к доледниковому возрасту. В участках долинного оледенения россыпи разрушены, снесены в пределы депрессии и перекрыты озерными послеледниковыми отложениями.

Отсутствие послеледниковых россыпей с промышленными концентрациями объясняется тем, что современный период отведен от последнего оледенения небольшим промежуточком эремени.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В течение длительного периода в районе было известно только золото, которое добывается из россыпей начиная с первой половины XIX в. Широкое развитие тонково-стемочных и разведочных работ за последнее время привело к открытию здесь ряда проявлений редких, цветных и благородных металлов.

Из группы металлических ископаемых установлены редкие металлы — олово, вольфрам, молибден, рутуть; цветные металлы — медь, полиметаллы; благородные металлы — золото, серебро; черные металлы — железо. Причиной такого разнообразия рудопроявлений является развитие на описываемой площади самого различного и разновозрастного комплекса магматических пород.

Среди неметаллических ископаемых отмечаются флюорит, амфибол-асбест и различные строительные материалы. Кроме того, в районе известны источники минеральных вод.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Из редких металлов широко распространены молибденовые, вольфрамовые и оловянные рудопроявления. Рудные тела, несущие редкометалльное оруждение, относятся к жильному типу, который представлен кварцевыми жилами с вкрапленностью молибденита, кварцево-сульфидными жилами с молибденитом, кварцево-сульфидными жилами с шеелитом и пегматитами с молибденитом. Иногда наблюдается вкрапленность молибденита в лейкократовых и алпигиовидных гранитах.

Уоакитское молибденовое и полиметаллическое рудопроявление (37) расположено на водоразделе ключей Мухтунного и Михайловского. Координаты $113^{\circ}33'30''$ в. д. и $55^{\circ}30'20''$ с. ш.

Это рудопроявление изучалось Н. П. Михно (1936 г.), М. И. Шемелениным (1943 г.), Л. И. Салопом (1948 г.), Д. Жалсабоном (1953—1954 гг.). В геологическом строении

площади Уоакитского рудопроявления участвуют обильно пиритизированные конгломераты, пещаники и глинисто-карбонатные сланцы мухтунной свиты верхнего протерозоя, прорванные дайками гранит-порфиров и серной кварцевых и кварцево-карбонатных жил. Рудные тела представлены десятью кварцевыми и кварцево-кальцитовыми жилами с вкрапленностью молибденита, галенита, сфалерита, медных минералов, висмутин, золота и т. д.

Распределение рудных минералов в жилах неравномерное. Мощность рудных жил от 8 до 10 см, длина — от 40 до 130 м. Мелкозернистый молибденит встречается, кроме того, в вмещающих скарнированных породах и в виде примазок в трещинах.

Химические анализы проб показывают содержание молибдена от 0,003 до 0,1%, реже от 0,28 до 0,52% в кварцевых жилах и 0,02—0,1% во вмещающих породах. Кроме того, спектральными анализами в тысячных долях процента обнаруживаются олово, хром, никель, ванадий, бериллий, барий, цинк, висмут и т. д.

Верхне-Уоакитское (второе) молибденовое рудопроявление (7) расположено на юго-восточном склоне высоты с отметкой 2333 м. Координаты его $113^{\circ}27'$ в. д. и $55^{\circ}42'30''$ с. ш. Оно было открыто в 1953 г. (Жалсабон и Кузьмин, 1954).

На площади рудопроявления развиты светло-серые и темные мраморизованные известняки нерундической свиты, порванные дайками гранит-аллита и диорита и небольшими штовыми гранит-аллита. На контакте известняки сильно ожардованы и тремолитизированы и слабо хлоритизированы. Рудопроявление связано с серией кварцевых и кварцево-полевшпатовых пегматитовых жил, в которых макроскопически наблюдается мелкозернистая вкрапленность молибденита. Мощность жил колеблется от 5 до 50 см, а протяженность — от 10 до 30 м. Азимут падения жил СЗ 300—330°, углы падения — 40—85°.

Химическим анализом установлено, что содержание молибдена в них не превышает 0,1%. Кроме молибдена, в этих жилах спектральным анализом обнаружены тысячные доли процента свинца и меди. Подобное же рудопроявление (13) находится в истоке р. Уоакита. Это рудопроявление представлено кварцево-полевшпатовой жилой со средним содержанием молибдена 0,5%.

Снежное молибденовое рудопроявление (23) находится в верховьях ключа Снежного (течий приток р. Девого Могоя). Координаты его: $113^{\circ}17'10''$ в. д. и $55^{\circ}33'07''$ с. ш. Рудопроявление открыто в 1954 г. (Жалсабон и др., 1956).

На площади рудопроявления выявлена полоса обособленных друг от друга скарнированных и пиритизированных ксе-

нолитов осадочно-метаморфических пород с типичным комплексом контактовых минералов, состоящих из роговой обманки, граната, актинолита и т. д. Мощность ксенолитов не превышает 25 м. Оруденение молибдена приурочено к кварцевым прожилкам, секущим эти скарированные породы. Мощность прожилков от 1 до 5 см. Молибденит встречается редкими розетками и полосолами, заполняющими трещины. Отдельные листочки молибденита встречаются во вмещающих породах, причем наиболее насыщены молибденитом зальбандовые части этих кварцевых жил. Следовательно, молибденовое оруденение связано с гидротермальным процессом, наложенным на скарированованне.

Спектральный и химический анализы показывают содержание молибдена от 0,001 до 0,01% не обнаруживают других рудных компонентов. Аналогом данного рудопроявления является Огненная-Муиское молибденовое рудопроявление (6).

Россыпные рудопроявления редких металлов

Выделены контуры ореолов рассеяния минералов молибдена, олова, вольфрама, висмута и ртути. Предполагается, что в пределах этих контуров возможно открытие коренного рудопроявления полезных ископаемых.

Молибден. Ореолы рассеяния молибдена выделены по распространению молибденита в единичных знаках в бассейнах рек Могоя (21), Огния (21) и Итыкита (11). Молибденит встречается чаще в виде неравильных пластинок различной толщины; редко наблюдаются таблички шестигулольной формы тонкокристального строения. Размер зерен от 0,5 до 0,8 мм.

Молибденит бассейнов рек Могоя и Огния, видимо, связан с кварцевыми жилами, а молибденит бассейна р. Итыкита — с перматитами или кварцево-полевощапатовыми жилами.

Олово. Оловянные минералы представляемы касцитеритом. Касцитерит широко распространен в бассейнах рек Муицкого и Пипинского Могоя и образует единый ореол рассеяния (22). Касцитерит представлен обломками угловатой формы. Окрашен он в темно-бурый цвет. Размер зерен от 0,2 до 0,6 мм. В тесной ассоциации с ним встречаются висмутин и молибденит. По-видимому, касцитерит связан с сульфидно-касситеритовыми жилами. Возможно также, что источником обогащения россыпей касцитеритом являются грайзенные без видимого оруденения, встречающиеся в бассейне р. Могоя.

Подобные генетические типы оруденения олова в коренном залегании встречаются на смежных площадях (Гладышев и др., 1956).

Вольфрам. Ореолы вольфрама выделены в бассейнах ключа Михайловского (39) и рек Дулешмы (11) и Огня (11) по распространению шеелита в аллювии. Наиболее повышено содержание

жания шеелита в среднем течении ключа Михайловского, где оно достигает 10,4—32 г/т. По аналогии с Верхне-Уоакитским полиметаллическим и вольфрамовым рудопроявлением коренным источником шеелита считаются кварцево-сульфидные жилы. При более детальных поисках возможно открытие скаринов с шеелитом.

Висмут. Ореолы висмута выделены по наличию минералов висмутита и висмутита в бассейнах рек Уоакита (10) и Орана (2). Генетически висмутовые минералы связаны с кварцево-сульфидными маломощными жилами.

Ртуть. В бассейне ключа Левитинского (12), правого притока р. Горбылка, в шлиховых пробах обнаружена кинозарь. В тесной ассоциации с ней встречаются арсенопирит, реальгар. По аналогии с Килинским рудопроявлением кинозари (Тихонов и др., 1956) в структурном отношении коренное рудопроявление кинозари может быть приурочено к надвигам, распространяющимся в ключе Левитинском.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Большинство рудопроявлений цветных металлов, по своим масштабам относятся к мелким. Вряд ли эти рудопроявления будут представлять практический интерес как полиметаллические и медные месторождения. Они могут быть изучены лишь в комплексе с редкими металлами.

Известные полиметаллические и медные рудопроявления относятся к жильному гидротермальному типу. Среди них можно выделить кварцевые, кварцево-полевощапатовые и кварцево-кальцитовые жилы.

Полиметаллы

Верхне-Уоакитское (первое) полиметаллическое и вольфрамовое рудопроявление (8) находится в средней части ключа Рудного, правого притока р. Оки. Координаты: 113°28' в. д. и 55°43' с. ш. Оно было открыто в 1953 г. (Жалсабон, Кузьмин, 1954).

На площади оруденения развиты мраморизованные и тремолитизированные известняки, прорванные интрузией биотитовых гранитов верхнего протерозоя.

Рудные тела представлены серией мелких кварцевых жил, секущих как граниты, так и известняки. При этом различаются две системы жил, связанные с двумя системами трещин. Одна из них имеет простирание 130°, углы падения 70—80°, другая — простирание 40°, углы падения 90°. С первой системой трещин связано полиметаллическое оруденение, а со второй — вольфрамовое и полиметаллическое.

Содержание свинца в пробах меньше 1%, очень редко 1—2%; в единичных пробах содержание свинца достигает 3—4%.

Содержание олова 0,01% (в одной пробе), вольфрама 0,013% (в двух пробах).

Кроме того, спектральным анализом устанавливаются тысячные доли процента цинка, меди и молибдена.

Сосновское (первое) полиметаллическое и редкометалльное рудопроявление (35) находится на правом склоне склона Сосновского, правого притока рч. Михайловского. Координаты 113°31'40" в. д. и 55°31' с. ш. Рудопроявление обнаружено и изучено в 1954 г. (Д. Жалгабон и др., 1954 г.).

В участке рудопроявления развиты известковистые песчаники и конгломераты мухлунной свиты верхнего протерозоя, прорванные штокообразным телом гранит-порфира нижнего палеозоя, площадью 0,15 км². Шток гранит-порфира рассечен многочисленными взаимно пересекающимися прожилками кварца, не выходящими во вмещающие породы.

Кварцевые жилы образовались в два этапа минерализации. Первыми образовались кварцевые жилы штокверкового типа, заполнившие трещины отделившихся. Кварц молочно-белый, непрозрачный; к нему приурочено оруденение молибдена. Молибденит в жилах имеет неравномерное распределение. Анализ бороздовых проб, взятых вкрест простирания оруденелых участков, показывают содержание молибдена от 0,008 до 0,01%.

Второй этап минерализации дал начало кварцевым жилам, заполнившим трещины скола, образовавшимся в результате обволаживания сброса, по которому внедрилась магма, сформировавшая шток гранит-порфира. Эти кварцевые жилы линейно вытянуты, выдержаны по мощности. Кварц темно-серый и прозрачный. С данным этапом гидротермального процесса связано полиметаллическое оруденение. Полиметаллы образуют иногда почти мономинеральные трожкилки мощностью до 15 см и длиной 50—60 м.

Химическим анализом руды из этих трожкилок устанавливается содержание свинца до 30%, цинка до 22,6%. Спектральным анализом обнаружены тысячные доли процента бериллия, меди, ванадия, мышьяка, циркония, серебра. Рудопроявления такого же типа известны на левом берегу склона Михайловского (33) и на правом борту р. Нерунды (24). В последнем рудопроявлении содержание серебра достигает 1 кг/т (Сапон, 1949).

Свинцовые рудопроявления, связанные с отдельными кварцевыми жилами, встречаются по рекам Горбылку (5), Могою (25) и Итыкиту (32) и клячу Охотничьему (4).

Медь. Медные рудопроявления представляются кварцевыми и кварц-кальцитовыми жилами с халькопиритом и борнитом, развитыми по рекам Первооткрыватель (26), Дулгеше (14) и Францевской (46).

Россыпные рудопроявления цветных металлов

Свинец. Из цветных металлов наибольшее распространение в россыпях имеет галенит. Ореолы рассеяния его выделены по рекам Бире (3), Уоакиту и Огни (9) и Уендекту (20). Коренным источником галенита являются широко распространенные кварцевые и кварцево-кальцитовые жилы.

Медь. Ореол рассеяния меди выделен только по р. Восточному Горбылку (19). Источником обогащения россыпей халькопиритом являются кварцево-кальцитовые жилы.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Тале-Горбылокское гематитовое рудопроявление (42) находится на водоразделе рек Тале и Горбылка. Координаты 113°46' в. д. и 55°32'30" с. ш.

Среди зеленых метаморфизованных основных эффузивов встречаются кварцевые прожилки со сплошными вкраплениями гематита и сидерита. Мощность рудных прожилков 3—6 см. Химический анализ показывает содержание железа до 9,46%. Подобное же рудопроявление находится на гольце Сан (40).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

На территории описываемого листа известны рудопроявления золота как в россыпях, так и в коренном залегании.

Коренные месторождения золота

Золото отмечается на Уоакитском молибденово-полиметаллическом рудопроявлении, где оно обнаружено в одной из кварцевых жил. Кроме того, известно коренное рудопроявление золота в верховьях р. Горбылка.

Горное золотое рудопроявление (18) расположено в верховьях р. Горбылка, у устья его левого притока рч. Горного. Координаты 113°46' в. д. и 55°46'20" с. ш.

Работами Д. И. Сапона золото установлено в кварцево-пиритовых мелких жилах, посылкой пронизывающих обильно пиритизированные сланцы, реже секущих эти сланцы (Сапон, 1949). Мощность жил от 1 до 20 см. Пробирным анализом установлено содержание золота 47,5 г/т.

Более детальное обследование данного рудопроявления вошло в сотрудничество Баргузинского П. П. Дубинин (1949). Массовое опробование, произведенное им на данном рудопроявлении, показало бедное содержание (0,8 г/т) золота.

Россыпные месторождения золота

Наиболее богатые россыпи золота сосредоточены по р. Амундакону и по клячам Михайловскому, Мухлунному, Францевскому, Итыкиту, Ксенюфонтьевскому и Девининскому.

Россыль золотая ключа Михайловского (38). Эксплуатация ее началась с 1857 г. и продолжается с перерывами до настоящего времени. За этот период на Михайловском месторождении добыто золота 3780,2 кг. В 1952 г. была проведена дополнительная разведка россыли (Метлицкий, 1952), в результате которой выявлены промышленные запасы золота категории В 121,26 кг на площади 154 795 м² со средней мощностью золотороссыльного пласта 1,98 м. Россыль ключа Михайловского разрабатывается двумя малолитражными драгами типа МД-2П.

Россыль золота ключа Мухтунного (45). Благородные россыли золота установлены по ключу Мухтунному. Золотороссыль, по данным эксплуатационных работ комбината Баргузинзолото, делится на три части (Мирчинк, Шер и др., 1955).

1. Верхний участок прослеживается от истока ключа Мухтунного до устья левого его притока. Мощность золотороссыльного пласта 0,4—1 м. Содержание золота 1—2 г/м³.

2. Средний участок расположен в нижней части долины ключа Мухтунного. Россыль прослеживается только в пределах террасы вдоль левого склона ключа, ширина ее 150 м. Золотороссыльный пласт мощностью 1—2 м представлен желтыми глинами с крупными валунами и галькой.

3. Нижний участок россыли расположен в месте выхода ключа Мухтунного в долину р. Уоакита. Золотороссыльный пласт представлен желтой глиной с валунами, мелкой и крупной галькой. Мощность пласта от 3 до 10 м. Содержание золота от 0,625 до 14,250 мг/м³. Золото в россыли встречается в сростках с кварцем, слабоокатанное, крупное. Найден самородок весом 846,9 г. Запасы золота не подсчитаны.

Россыль золота р. Амнундакона (27). Поиск разведочные работы, проведенные Ципиканским групповым управлением, выявили запасы золота около 70 кг в 106 721 м³ промысленной массы песка.

Россыли золота ключей Францевского (47), Ксенофонтовского (48), Итыкита (31) и Левтинского (17) отработаны. Из россыли ключа Францевского добыто 48 кг золота, ключа Ксенофонтовского 48,3 кг (Бутырин, 1925).

НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нерудные полезные ископаемые представлены строительным камнем, глиной и асбестом. Из них только проявление асбеста заслуживает внимания.

Горбылокское асбестовое проявление (41) расположено на правом берегу р. Горбылка. Географические координаты 113° 53' 30" в. д. и 55° 36' с. ш.

На участке развиты белые доломитизированные известняки, залегающие в коренном обнажении высотой 15 м, шириной

30 м. Среди этих известняков наблюдается восемь тремолит-асбестовых жил, которые ориентированы параллельно друг другу и имеют простирание СЗ 310° и углы падения на северо-восток 80°. Мощность жил от 5 до 10 см. Жилы в обнажении выходят во всю высоту его. По простиранию они не прослеживаются.

Тремолит-асбест образует в жилах рожкообразные агрегаты, ориентированные наклонно по отношению к стенкам трещин. Константы тремолит-асбеста: $c: Mg \approx 15,5$, $Mg \approx 1,624$, $Mn \approx 1,600$, $Mg \cdot Mn \approx 0,024$. Цвет тремолит-асбеста белый, волокна хрупкие, параллельно ориентированные. Длина отдельных волокон достигает 15—20 см. Гидротермы, обусловившие образование тремолит-асбеста, связаны, по всей вероятности, с интрузией диагритов нижнего протерозоя.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Бусанское нефтепроявление (50, 51) расположено в северном углу оз. Бусани. Е. С. Бобин на поверхности тепловой воды Бусанского источника обнаружил нефтяную пленку (Бобин, 1939). Кроме того, песок Бусанского источника имеет серо-черный цвет, издает запах нефти, мажет руки жирным веществом. Битуминологический анализ песка показывает содержание следующих элементов: С 81,15%, Н 9,86%, S 2,0%, O+N 2,99%. При пересчете по Маркуссону получается масла 35,79%, смолы 56,46%, асфальтены 7,84%.

В северном углу оз. Бусани ранней весной под льдом наблюдаются в воде пузыри диаметром до 1 м, при прокалывании которых вырывается загоравшийся газ. Там же обнаруживаются на воде куски воскообразной смолы.

Природа нефтегазоносности района оз. Бусани осталась невыясненной. Для решения этого вопроса необходимы специальные исследования. Е. С. Бобин считает, что нефтепроявление в районе оз. Бусани связано с выносом битума из битуминозных известняков, развитых в бассейне р. Уоакита (Бобин, 1939).

ГОРЯЧИЕ ИСТОЧНИКИ

Могойский горячий источник (43) расположен в долине р. Могоя. Координаты 113° 26' в. д. и 55° 28' 11" с. ш. Он изучался в 1948 г. Л. И. Салогом. Место, где наблюдается наибольшее количество грифонов, сложено аллювием, преимущественно песчанистого состава. Грунт вокруг источника на ощупь теплый и довольно твердый. По краям отдельных выходов протекает горячий ручей, образованный несколькими термальными источниками. Эти источники используются местным населением с лечебной целью. По химическому составу Могой-

Таблица 3
Результаты химического анализа воды
Могойского горячего источника

	г/л	мг-экв	%
K' + Na'	0,1014	4,41	94,4
Mg''	0,008	0,04	1,3
Ca''	0,004	0,20	4,4
SO ₄ ''	0,086	1,79	2,83
Cl'	0,010	0,28	6,1
HCO ₃ '	1,159	2,60	55,6
CO ₃ ''	Нет		
H ₂ SiO ₃	0,087		
Fe ₂ O ₃	0,000005		
Сух. ост.	0,4		
H ⁺ общ.	0,70		
NO ₃ (кач.)	Нет		

Примечание. Результаты анализа заимствованы из работы Л. И. Салопы (1949).

ский источник относится к гидрокарбонатно-сульфатной группе (табл. 3).

Температура воды достигает 90°. Дебит 5 м³/мин. В большинстве выходов вода интенсивно газирует. Газ бесцветный, с сильным запахом сероводорода.

Кроме того, горячие источники, аналогичные Могойским, наблюдаются у северной окраины оз. Бусани (49). Здесь они выходят в виде серы прифонов на протяжении 200 м вдоль северного побережья озера. Бусанские источники имеют более пониженную температуру (35°), чем Могойские. Дебит 0,5 м³/мин. По химическому составу они гидрокарбонатно-натровые (табл. 4).

Вода имеет запах сероводорода и загрязнена пленкой битума.

ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШИХ РАБОТ

На территории листа установлены фудопроявления нескольких генетических типов: гидротермальные, контактово-метасоматические и пегматитовые. Размещение фудопроявлений различных типов зависит от стратиграфо-литологических магматических и структурных факторов.

Редкометаллы (молибденовые, висмутовые, вольфрамовые и оловянные) и полуметаллические оруденения района связаны с интрузией баргузинского и витимканского комплексов

50

Таблица 4
Результаты химического анализа воды
Бусанского горячего источника

	г/л	мг-экв	%
K' + Na'	0,1129	4,91	94
Mg''	0,006	0,05	1
Ca''	0,005	0,25	5
SO ₄ ''	0,018	0,37	7
Cl'	0,030	0,84	16
HCO ₃ '	0,244	4	77
CO ₃ ''	0,081		
H ₂ SiO ₃	0,000005		
Fe ₂ O ₃	0,395		
Сух. ост.	0,395		
NO ₃	Нет		

Примечание. Результаты анализа заимствованы из работы Л. И. Салопы (1939).

и пространственно приурочены к зонам экзоконтакта с карбонатными породами.

Золотое оруденение района образовалось в результате выноса золота гидротермальных и растворами из магматических очагов, питающих малые интрузии раннекаледонского возраста (комплексное Уоякитское и Сосновское рудопроявления с золотом).

Оруденение меди встречается во всех полиметаллических и редкометалльных рудопроявлениях. Кварцево-кальцитовые жилы с халькопиритом имеются как среди карбонатных пород, так и среди основных эффузивов.

Тремолит-асбестовое и гематитовые рудопроявления генетически тяготеют к интрузии плагиогранитов.

Кроме того, положение фудных толей контролируется региональными тектоническими нарушениями, сопровождаемыми выходами малых фудночных интрузий витимканского комплекса на южном склоне Южно-Муйского хребта. Зоны нарушения ориентированы в северо-восточном направлении. Нередко они выполнены гидротермальными жилами с молибдени-том, галенитом, сфалеритом, самородным золотом и т. д. Следовательно, разрывные нарушения, образовавшиеся при переработке структур протерозойского возраста раннекаледонским тектонезом, являются хорошими поисковыми критериями для рассматриваемой территории.

4*

51

Обследованные многочисленными оруденения различных геогенетических типов, кроме россыпей золота, на данном этапе изучения могут считаться рудопроявлениями. Из них перспективным является Сосновское оруденение золота и молибдена штокерского типа.

Штиховое опробование показывает, что кроме известных рудопроявлений, при более детальных геологоразведочных работах возможно обнаружение коренного рудопроявления касситерита в бассейне р. Могоя, киновари в бассейне ключа Левитинского и молибдена в бассейнах рек Могоя и Огни, правых притоков р. Муи). Отсюда представляется возможным рекомендовать в будущем проведение следующих работ:

1. С целью отыскания коренного рудопроявления киновари, подобного Киляньскому месторождению ртуть (Калашников и Петров, 1954), необходимо провести поисковые работы масштаба 1:25 000 в пределах распространения карбонатных пород бассейна р. Левитинского, правого притока ф. Горбылка. При этом особое внимание надо обратить на надвиги, выходящие крыло которых, возможно, явилось экранующим горизонтом для концентрации киновари.

2. В пределах бассейнов рек Огни и Могоя, правых притоков ф. Муи, и в верховьях ф. Могоя, левого притока р. Ципо, необходимо провести поисково-разведочные работы масштаба 1:50 000 с целью обнаружения коренного рудопроявления касситерита и молибдена. Особое внимание надо уделять при этом выделению и оконтуриванию «малых» интрузий гранитов и гранит-порфиров нижнепалеозойского возраста среди поля развития верхнепротерозойского гранитного батолита, так как с этими интрузиями могут быть связаны оруденения молибдена, подобные Сосновскому оруденению.

3. В участках выхода троговых долин рек Уоакита, Дулешмы, Горбылка и Могоя в пределах Ципо-Баунтовской депрессии необходимо провести работы с применением бурения по отсыканию переохлажденных и погребенных россыпей золота, подобных Мухтунной россыпи.

4. Для выявления более точных закономерностей распределения полезных ископаемых в районе необходимо дальнейшее изучение магматических пород и стратиграфии.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В пределах территории описываемого листа выделяются следующие типы подземных вод, пользующиеся более или менее значительным распространением:

- 1) воды четвертичных отложений, связанные с многолетней мерзлотой;
- 2) карстовые воды;
- 3) трещинные воды метаморфических и изверженных пород.

ВОДЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

При проходе шахты для добычи золота с Мухтунной россыпи наблюдался интенсивный приток воды из надмерзлотного участка, с межмерзлотных таликов и особенно из подмерзлотного участка. Поэтому автор выделяет, согласно классификации Н. И. Толстикова, три типа подземных вод, связанных с многолетней мерзлотой: надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные.

Надмерзлотные воды залегают на многолетней мерзлоте, как на водоупоре, и приурочены обычно к четвертичным отложениям пониженных форм рельефа. Питание их происходит главным образом за счет атмосферных осадков и поверхностных вод.

Межмерзлотные воды залегают в межмерзлотных таликах в жидкой фазе или в самой толще «многолетней» мерзлоты в твердой фазе. Межмерзлотные воды в жидкой фазе наблюдаются среди мощных рыхлых отложений Ципо-Баунтовской и Муйской впадин на глубине 3—4 м. Линзы льда распространены повсеместно среди мерзлого рыхлого грунта. Межмерзлотные воды образовались в результате проникновения талых вод по трещинам мерзлого грунта в межмерзлотные талики. Местами это древние погребенные льды среди моренных отложений.

Подмерзлотные воды залегают ниже многолетней мерзлоты. Большею частью подмерзлотные воды обладают напором. Они находятся всегда в жидкой фазе и распространены в пред. тах Ципо-Баунтовской и Муйской впадин среди нижних горизонтов рыхлых отложений, не захваченных многолетней мерзлотой. Питание подмерзлотных вод происходит за счет проникновения талых вод по трещинам мерзлого грунта и за счет собственно трещинных и карстовых вод.

КАРСТОВЫЕ ВОДЫ

Этот тип вод приурочен к карстовым пустотам и трещинам, которыми изобилуют карбонатные породы. Карстовые воды, как правило, «жесткие».

Карстовые воды являются по существу поверхностными водами, которые проникают по карстовым пустотам и трещинам внутрь карбонатных пород, обогащаясь катионами кальция, сливаются в единый поток и выходят на дневную поверхность. Особенно хорошо этот процесс виден на некоторых участках в бассейнах рек Уоакита, Нерунды, Горбылка, Амундакона, где русла рек проходят по карбонатным породам. На этих участках рек текущая в руслах вода исчезает и появляется вновь по выходе из полосы карбонатных пород, ниже по течению реки.

ТРЕЩИННЫЕ ВОДЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Трещинные воды проявляются обычно в виде источников, постоянно бьющих из трещин горных пород. Их можно разделить на две группы.

Первая группа — это поверхностные трещинные воды, которые образуются в результате фильтрации атмосферных осадков. Воды атмосферных осадков проникают по трещинам вторичные породы, а затем в пониженных участках выходит на дневную поверхность в виде отдельных источников, дающих начало рекам. Путими проникновения этого типа вод являются как трещины отделимости в изверженных породах, так и другие трещины изверженных и осадочно-метаморфических пород.

Количество выходов трещинных поверхностных вод находится в тесной зависимости от степени трещиноватости пород, но не от их состава. Источниками трещинных поверхностных вод изобильную осевые части Южно-Муьского и Муьканского хребтов, где на склонах водоразделов выступают коренные породы. Встречаются трещинные воды также в бортах долин, сложенных коренными породами в пределах низкогогорья.

Вторая группа трещинных вод включает глубокие термальные трещинные воды, выходящие на дневную поверхность вдоль молодых разломов по окраинам впадин. Известны два источника таких трещинных вод — Могольский и Бусанский, которые описаны в главе «Полезные ископаемые».

Режим карстовых и трещинных поверхностных вод в условиях развития многолетней мерзлоты подчинены тем же закономерностям, что и воды четвертичных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

Областная

- Арсентьев А. А. Олекмо-Витимо-Баргузинская горная страна. Тр. Дибора, док. АН СССР, вып. 2, 1952.
- Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, IV, 1952.
- Журавлева И. Т. Археоплаты Сибирской платформы и их значение для стратиграфии кембрия Сибири. Вспр. геол. Азии, т. I, изд. АН СССР, 1954.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. 2-е изд. АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1956.
- Инструкция по применению классификации запасов по месторождениям молибдена. Госгеолтехиздат, 1955.
- Кропоткин П. А. Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции для отыскания скотопрогонного тракта из Нерчинского округа в Олекминский, снаряженной в 1856 г. Зап. Русск. геогр. об-ва, 1873.
- Лопатин И. А. Дневник Витимской экспедиции в 1865 г. Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1867.
- Мирчинк С. Г. К оледенению южных склонов Южно-Муьского хребта. Вспр. геол. Азии, т. II, изд. АН СССР, 1954.
- Павловский Е. В. и Цветков А. Н. Северо-западное Прибайкалье (Геолого-петрографический очерк района Елохина мыса). Изд. АН СССР, 1938.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 99, 1948.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948⁹.
- Павловский Е. В. и Флоренсов Н. А. Краткий очерк истории геологического развития Восточной Сибири. Тр. Иркутск. гос. ун-та, вып. V, I—II, Госгеолиздат, 1951.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.
- Свицательский Н. С., Головинкина. Геологическое исследование в системах рек Ципы и Муя. Изд. АН СССР, 1931.
- Салоп Л. И. Нижняя палеозой Средне-Витимской горной страны. Тр. ВСЕГЕИ, т. I, Госгеолтехиздат, 1954.
- Салоп Л. И. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области (Доклад на межведомственном совещании по разработке стратиграфических схем Сибири в Ленинграде 26 января 1956 г.). Д., 1958.
- Суворова Н. П. О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии. Вспр. геол. Азии, т. I, изд. АН СССР, 1954.

Тернер Ф. Эволюция метаморфических пород. Изд. иностр. лит., 1952.
Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.
Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадины Байкальского типа. Вопр. геол. Азии, т. 1, изд. АН СССР, 1954.
Хренов П. М. Основные черты геологии и редкометаллового оруденения центральной части Икагского хребта (Западное Забайкалье). Автореф. дисс., 1956.
Хренов П. М. Магматические горные породы центральной части Икагского хребта и некоторые вопросы металлогении. Мат-лы по изучению производительных сил ВМ АССР, вып. 3, 1957.
Шахварстова К. А. Новые данные по геологии юго-западной части Витимского нагорья. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., отд. геол., т. 23, 1948.
Шахварстова К. А. Докембрийские и палеозойские интрузии юго-западной части Витимского нагорья. Очерки по геологии Сибири, вып. 17, Ин-т геол. наук АН СССР, 1954.
Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд. иностр. лит., 1950.

Фондовые

Архивный материал по золотодобыче, заявкам на золото, ведомости и реестры на золотые прииски дореволюционного периода. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан.
Бобин Е. С. Предварительный отчет о командировке по проверке заявки на нефть на оз. Бусани в Баунтовском районе БМА ССР. Фонды ИГУ, Иркутск, 1939.
Бутырин П. Н. Сведения по добыче золота в Баруэзинском горном районе с 1844 по 1924 гг. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1925.
Гладышев М. А., Гладышева С. С. и др. Сводный отчет по геологической съемке листа N-49-XVII за 1954—1955 гг. Фонды ИГУ, Иркутск, 1957.
Графический материал к плану разведочных работ 1925—1927 г. и 1931—1932 гг. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан.
Гусева А. К. Очерк полевых ископаемых Баруэзинской тайги. Фонды ИГУ, Иркутск, 1942.
Гусева А. К., Гарифулин А. Г. Геологическое строение истоков рек Пилы и Витима. Фонды ИГУ, Иркутск, 1946.
Домбровский В. В. Предварительный отчет о работах Баунтовской геологической партии. Фонды ИГУ, Иркутск, 1940.
Дубинин П. П. Отчет по поисково-разведочным работам на рудное золото в верховьях рч. Горбылок, левого притока р. Цилы. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1949.
Жалсабон Д., Кузьмин И. Я. Отчет о поисковых работах в бассейнах рек Уоакит, Горбылок. Фонды ИГУ, Иркутск, 1954.
Жалсабон Д., Бардаханов Н. В., Шафиров В. С. Сводный отчет по геологической съемке листа N-49-VI за 1954—1955 гг. Фонды ИГУ, Иркутск, 1956.
Жалсабон Д., Черемисин С. В. Геологические результаты контр-рольно-уязвочных маршрутных исследований в 1956 г. по листу N-49-VI. Фонды ИГУ, Иркутск, 1957.
Кадашников П. В., Петров А. И. Геологическое строение и полезные ископаемые рч. Келына. (Отчет по работам 1953 г.) Фонды ИГУ, Иркутск, 1954.
Калинина К. П., Кокорин Д. М. Геологическое строение верховья р. Муи и прилегающих к ней хребтов. Фонды ИГУ, Иркутск, 1948.
Канадинский В. И. Отчет Уоакитской поисково-разведочной партии за 1953 г. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1954.
Колесов А. Ф. Геологический очерк Баунтовского района. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1934.

Колесников А. В., Анисимова З. М. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Баруэзинского хребта в бассейнах рек Томпуды, Сирити, Аглы, Угоглы и др. Фонды ИГУ, Иркутск, 1956.
Ляхницкий В. М. Список рудных месторождений и признаков рудопроявлений (по материалам фондов ГРО). Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1946.
Ляхницкий В. М. Некоторые задачи изучения палеозойских отложений Баруэзинской тайги. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1947.
Ляхницкий В. М. О перспективах расширения сырьевой базы комбината Баруэзинолота (Докл. на совещании работников геол.-развед. службы в г. Красноярске). Фонды ЦПУ, пос. Ципикан.
Ляхницкий В. М. Краткие замечания о золотоносности некоторых объектов Баруэзинской тайги. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1951.
Левченко К. П. Предварительный отчет о результатах работ Нижне-Ципинской геологопоисковой партии за 1942 г. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1943.
Маглышев А. А., Фомин М. М., Шмаркин В. И. Отчет о поисково-съемочных работах масштаба 1:200 000 южной части листа О-50-XXXXV (Северо-Муикская партия) за 1956 г. Фонды ИГУ, Иркутск, 1957.
Материалы к карте золотоносности масштаба 1:1 000 000. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1947.

Материалы к карте обследованности и разведанности на золото листа N-49, N-50, Фонды ЦПУ, пос. Ципикан.
Метлицкий В. М. Объяснительная записка по подсчету запасов по кт. Игдилько на 1 мая 1952 г. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1952.
Мирчинк С. Г. Предварительные отчеты по полевым работам на тему: Изучение россыпей центральной части Баруэзинской тайги за 1948, 1949 и 1950 гг. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1950.
Михно Н. П. Отчет о геологических исследованиях в северо-западной части Баруэзинской тайги. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1939.
Михно Н. П. Предварительный отчет по геологопоисковым работам Баруэзинской тайги за 1943 г. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан.
Михно Н. П. Очерк редкометаллического и золотого оруденения Баруэзинской тайги. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан.
Мендеева Г. П. Приложение к карте золотоносности Баруэзинской тайги листа N-49 (таблицы 1—7). Фонды ЦПУ, пос. Ципикан.
Орешкин И. Г. Материалы по командировкам в районах Витимканском, Уоакитском, Чина-Уоикском за 1931—1932 гг. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1932.
Петровская Н. В. Минералогические признаки при поисках о ценке золоторудных месторождений различных типов (Доклад на конференции геологов золотой промышленности в 1954 г.). Фонды ЦПУ, пос. Ципикан.
Руднев В. П., Черемисин С. В. и др. Сводный отчет по геологической съемке листа N-49-XVI за 1954—1955 гг. Фонды ИГУ, Иркутск, 1957.
Салот Л. И. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах в районе лежнего склона Южно-Муикского хребта (бассейн рек Уоакит и Горбылок) за 1948 г. Фонды Сононовской экспедиции, Иркутск, 1949.
Семенов Л. А. Отчет о геологопоисковых работах в области Южно-Муикского хребта. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1939.
Симонов К. Л. Материалы по поисковым работам в районах рек Неруды, Уоакит за 1938 г. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1938.
Тихонов В. Д., Ревякин В., Огиенко Л. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Ср. Мамакан. Фонды Бурят-Монгольской экспедиции, Улан-Удэ, 1956.
Файнштейн Т. Х., Серов Л. П. Геологическое строение района среднего течения р. Цилы и прилегающей части Южно-Муикского хребта. Фонды ИГУ, Иркутск, 1947.
Хазаргаров А. М. Краткий предварительный отчет Уоакитской геологопоисковой партии за 1934 г. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1934.
Хазаргаров А. М. Краткий предварительный отчет по Уоакитской геологопоисковой партии за 1935 г. Фонды ЦПУ, пос. Ципикан, 1935.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Список
материалов, использованных
для составления карты полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материалов, его фондовый номер
1		Архивный материал по золотодобыче, заявкам на золото, ведомости и реестры на золотые прииски дореволюционного периода		Фонды ЦПУ, пос. Ципликан; 135-
2	Бобин Е. С.	Предварительный отчет о командировке по проверке заявки на нефть, на оз. Бусани в Баунтовском районе БМ АССР	1939	Фонды ЦПУ, 0435
3	Бутырин П. Н.	Сведения по добыче золота в Баргузинском горном районе с 1884 г. по 1924 г.	1929	Фонды ЦПУ, пос. Ципликан; 146
4	Гусева А. К.	Очерк полезных ископаемых Баргузинской тайги	1942	Фонды ЦПУ, 0546
5	Дубинин П. П.	Отчет по поисково-разведочным работам на рудное золото в верховьях рч. Горбылок, левого притока р. Ципы	1949	Фонды ЦПУ, пос. Ципликан; 168
6	Жалсабон Д., Кузьмин И. Я.	Отчет о поисковых работах в бассейне рек Уокит, Горбылок	1954	Фонды ИГУ, 0578
7	Жалсабон Д., Бардаханов Н. Б., Шафиров В. С.	Сводный отчет по геологической съемке листа N-49-VI за 1954—1955 гг.	1956	Фонды ИГУ,
8	Канашинский В. И.	Отчет Уоакитской поисково-разведочной партии за 1953 г.	1954	Фонды ЦПУ, пос. Ципликан; 228
9	Дяхницкий В. М.	Список рудных месторождений и признаков рудопроявлений (по материалам фондов ГРО)	1946	Фонды ЦПУ, пос. Ципликан; 104
10		Материалы к карте зональности масштаба 1 : 100 000	1947	Фонды ЦПУ, пос. Ципликан; 118

Хренов П. М., Величенко В. Г., Коржинский, Геологическое строение и полезные ископаемые Икаского района. Фонды ИГУ, Иркутск, 1952.

Шемеленин М. И. Предварительный отчет о поисках и разведке на молибден в районе работ комбината Баргузинского за 1941 г. Фонды ЦПУ, пос. Ципликан.

Шемеленин М. И. Краткая записка о молибденовых месторождениях Баргузинской тайги. Фонды ЦПУ, пос. Ципликан, 1941.

Шобогоров П. Ч., Таскин А. Н., Пыренов Д. Ц., Зубакин П. И. Геологическое строение Северо-Муйского хребта в пределах листа N-49-IV (Отчет Верхне-Ангарской партии за 1955 г.). Фонды Бурят-Монгольской экспедиции, Улан-Удэ.

Шобогоров П. Ч., Пыренов Д. Ц., Зубакин Л. И., Хаборская А. Н. и Никитина М. А. Геологическое строение Баргузинского района. (Отчет Верхне-Ангарской партии за 1956 г.). Фонды Бурят-Монгольской экспедиции, Улан-Удэ, 1957.

Шахварстова К. А. Геологическое строение узла рек Кыдымит—Заза—Она—Курба—Турка. Фонды ИГУ, 1947.

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондальный номер
11	Михно Н. П.	Очерк релакметаллического и золотого оруденения Баргузинской тайги		Фонды ЦПТУ, пос. Ципликан; 42
12	Менцева Г. П.	Приложение к карте золотоносности Баргузинской тайги листа N-49 (таблицы 1—7)		Фонды ЦПТУ, пос. Ципликан; 201
13	Сагоя Т. И.	Отчет о геологоразведочных и поисковых работах в районе южного склона Южно-Муиского хребта (бассейн рек Уа-киг и Горбылок)	1949	Фонды Сосновской экспедиции, Иркутск; 1474
14	Хазягоров А. М.	Краткий предварительный отчет Уоакитской геологопоисковой партии за 1935 г.	1935	Фонды ЦПТУ, пос. Ципликан
15	Шемегенин М. И.	Предварительный отчет о поисках и разведке на молибден в районе работ комбината Баргузинзолото	1941	Фонды ЦПТУ, пос. Ципликан; 41

ПРИЛОЖЕНИЕ 2
С П И С О К
промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе N-49-VI карты полезных ископаемых Масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К — коренное, Р — россыпное)	№ использованного материала по списку
27	III-2	Амундаконское. Золото	Не эксплуатировалось	Р	6, 7
17	II-3	Девитинское. Золото	Обработано	Р	13, 12, 7, 6, 5
45	IV-3	Мухтуное. Золото	"	Р	1, 6, 7, 14
48	IV-3	Мухтуное второе. Золото	"	Р	1, 6, 7, 3, 14, 10
38	III-3	Михайловское. Золото	Эксплуатируется	Р	1, 6, 7, 13, 14, 10
31	III-3	Нерудлинское. Золото	Обработано	Р	6, 7, 13, 12
47	IV-3	Францевское. Золото	"	Р	1, 6, 7, 12, 10

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Список проявлений полевых ископаемых, показанных на листе N-49-VI карты полевых ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полевого ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
7	II-2	Верхне-Уоакитское (второе). Молибден	Кварцевые жилы с вкрапленностью молибденита. Мощность кварцевых жил от 10 до 50 см. Содержание молибдена от 0,15 до 0,23% (химический анализ)	6, 7
13	II-3	Верховье р. Уоакита. Молибден	Кварцевая жила с вкрапленностью молибденита. Содержание молибдена до 1,14%, никеля до 0,0045%, меди 0,006% (химический анализ)	6, 7
29	III-3	Р. Дулешма. Вольфрам	Ореол рассеяния шедлита по шлиховому опробован γ , в вольфрам содержащий	6, 7
11	II-3	Реки Дулешма и Оля. Вольфрам	Ореол рассеяния шедлита по шлиховому опробованию (знаки и единичные знаки)	6, 7
1	I-1	Итыкитское. Молибден	Ореол рассеяния молибденита (знаки)	6, 7
12	II-3	Левитинское. Руть	Ореол рассеяния киноваря в шлихах (знаки и единичные знаки)	6, 7
21	III-1	Реки Могой и Огня. Молибден	Ореол рассеяния молибденита по шлиховому опробованию (знаки и единичные знаки)	6, 7
22	III-1	Могойское. Олово	Ореол рассеяния касситерита в шлихах (знаки и единичные знаки)	6, 7
39	III-3	Михайловское. Вольфрам	Ореол рассеяния шедлита в шлихах от 1,2 до 13,2 г/т	6, 7
2	I-3	Оранское. Висмут	Ореол рассеяния висмутита и висулгита. Размер зерен от 0,2 до 0,6 мм	6, 7
6	II-2	Огня-Муйское. Молибден	Ксенолит скарнированных известняков, среди которых наблюдаются жилы кварца с мелкими прослойками молибденита. Химический анализ штуфной пробы показывает 0,003% молибдена	7, 13

Продолжение прилож. 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полевого ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
15	II-3	Санское. Молибден	Обломки кварца в делювии с вкрапленностью молибденита, флюорита и гематита среди гранита. Анализ отсутствует.	6, 7, 13
23	III-2	Снежное. Молибден	Кварцевые прожилки с вкрапленностью молибденита, пирротита и пирротина, секущие скарнированные породы. Содержание молибдена от 0,001 до 0,1%, реже до 0,1% (спектральный анализ)	6, 7, 13
37	IV-3	Уоакитское. Молибден и полиметаллы	Рудные тела представлены кварцевыми и кварцево-кальцитовыми жилами с вкрапленностью молибденита, галенита, сфалерита, медных минералов среди пиритизированных конгломератов, песчанников и глинисто-карбонатных сланцев верхнего протерозоя. Химический анализ показывает содержание молибдена от 0,003 до 0,1%, реже от 0,28 до 0,52%	13, 15, 11
10	II-3	Уоакитское. Висмут	Ореол рассеяния висулгита в шлихах (1--8 знаков)	6, 7
28	III-3	Юктоконское. Молибден	Обломки кварца с редкой вкрапленностью молибденита, размером 0,5x0,5 см. Содержание молибдена -- тысячные и реже сотые доли процента (спектральный анализ)	6, 7, 13
16	III-3	Горбылокское. Золото	Ореол рассеяния золота (от весовых количеств до единичных знаков)	6, 7
18	II-4	Горное. Золото	Кварцевые пиритизированные жилы мощностью от 1 м до 20 см. Пробирным анализом установлено, содержание золота 0,8 г/т	13, 5
30	III-3	Уоакитское. Золото	Ореол рассеяния золота (от весовых количеств до единичных знаков)	6, 7
3	I-4	р. Бира. Свинца	Ореол рассеяния галенита. Галенит находится в тесной ассоциации со сфалеритом, халькопиритом, касситеритом и молибденитом	6, 7

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
8	II-2	Верхне-Уоакитское (первое). Полиметаллы и вольфрам	Рулопроявление представлено серией мелких кварцевых прожилков с включением галенита, сфалерита, медных минералов, бледной руды и шенгита, секущих светло-серые и темные мраморизованные известняки, проваренных дайками гранит-алюита и диорита. Химическим анализом установлено наличие свинца от 0,01 до 1,24%, в единичных пробах 2—4%, молибдена от 0,008 до 0,01%, вольфрама 0,01%.	6, 7
33	III-3	Второе Сосновское. Полиметаллы и мышьяк	Кварцевые прожилки среди Гранит-порфира с арсенопиритом, галенитом, сфалеритом. Содержание молибдена 0,001%, ванадия 0,01%, цинка, никеля, меди 0,01—0,001% (спектральный анализ)	6, 7
14	II-3	Верхне-Душешминское. Медь	Кварцевые и кварцево-карбонатные жилы с вкрапленностью халькопирита, по которому развивается окисл медь. Анализ не произведен	7, 13
19	II-4	Р. Восточный Горбылок. Медь	Ореол рассеяния халькопирита в шлиховых пробах (знаки и единичные знаки)	6, 7
5	I-4	Горбылокское. Полиметаллы	Кварцевая жила с вкрапленностью галенита, халькопирита и пирита. По халькопириту развиваются малахит и азурит. Мощность их от 0,2 до 1,5 м. Содержание свинца от 0,001 до 0,01%, меди от 0,001 до 0,01% (спектральный анализ проб)	6, 7, 13
32	III-3	Итыкитское. Полиметаллы	Обломки кварца в деловин с редкой вкрапленностью галенита, сфалерита и халькопирита. Анализ не произведен	7
25	III-2	Могойское. Полиметаллы	Дайка гранита с кварцевыми прожилками мощностью до 5—7 см, с редкой вкрапленностью молибденита и галенита. Спектральным анализом установлено наличие молибдена и свинца 0,01—0,001%	7, 13

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
44	III-3	Мухутунное. Свинец	Ореол <u>рассеяния галенита</u> в шлихах (0,8—38,4 г/т)	6, 7
24	III-2	Нерундинское. Полиметаллы	Кварцевые жилы с вкрапленностью галенита и сфалерита. Содержание свинца и цинка до 0,6% (химический анализ)	14, 6, 7
4	I-4	Охотничье. Полиметаллы	Кварцевые жилы и прожилки со значительным содержанием сфалерита, галенита, халькопирита. Содержание свинца и меди от 0,001 до 0,01% (спектральный анализ)	
26	III-2	Первооткрыватель. Медь	Кварцевые жилы с вкрапленностью пирита и халькопирита. Анализ не произведен	13, 7
35	III-3	Сосновское (первое). Полиметаллы и молибден	Кварцевые прожилки, секущие шток гранит-порфира с вкрапленностью молибденита. Химический анализ показывает содержание молибдена от 0,008 до 0,01%. Спектральный анализ борозловых и металлургических проб показывает 0,001—0,01% реже 0,1% молибдена, 0,001% свинца и 0,01—0,001% никеля, ванадия, кобальта, меди, олова, титана	6, 7
20	II-4	р. Уендект. Свинец	Ореол рассеяния галенита в шлихах (11—5 знаков)	6, 7
9	II-2	Реки Уоакит и Огня. Свинец	Ореол рассеяния галенита (знаки и единичные знаки)	6, 7
46	IV-3	Францевское. Медь	Кварцевые и кварцево-карбонатные жилы с халькопиритом. Анализ, не произведен	13, 7
40	III-4	Водораздел рек Сана и Горбылка. Гематит	Кварцевые прожилки, среди основных эффузивных пород с рудными вкраплениями гематита и сидерита. Мощность прожилков 3—6 см. Содержание железа до 10,36% (химический анализ)	7, 13
42	III-4	Тале-Горбылокское. Гематит	Кварцевые прожилки с рудными включениями гематита и сидерита. Мощность прожилков 3—6 см. Содержание железа до 9,46% (химический анализ)	7, 13

Продолжение прилож. 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
50, 51	IV-2, 3	Бусанское. Нефть	На поверхности теплой воды Бусанского источника наблюдается нефтяная пленка, песок около источника имеет серо-черный цвет. Витуминологический анализ песка показывает содержание следующих элементов: С 81,15%; Н 9,86%; S 2,0%. O+N 2,99%. По Маркуссону содержание масла 35,9%; смолы 56,46%; асфальтены 7,84%	2, 6, 7, 13
41	III-4	Горбылокское. Тремо-лит-асбест	Тремолит-асбестовые жилы среди доломитизированных известняков. Мощность жил от 5 до 10 см	7, 13
49	IV-2	Бусанский горячий источник	Серия грифонов на протяжени 200 м вдоль озера. $t^{\circ} = 35^{\circ}$. Дебит 0,5 м ³ /мин. По химическому составу гидрокарбонатно-натровый. Местными жителями используется для лечения	2, 13, 7, 6
43	IV-2	Могойский горячий источник	Серия грифонов. $t^{\circ} = 90^{\circ}$. Дебит 5 м ³ /мин. По химическому составу гидрокарбонатно-сульфатный. Местными жителями используется для лечения	6, 4, 13, 7, 2

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Стратиграфия	5
Нижний протерозой	6
Верхний протерозой	10
Кембрийская система	15
Четвертичная система	18
Интрузивные образования	20
Тектоника	29
Геоморфология	35
Полезные ископаемые	42
Подземные воды	52
Литература	55
Приложения	59

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР
СЕРИЯ ПРИБАЯКАЛЬСКАЯ ЛИСТ 49-VI
МАСШТАБ 1 : 200 000
ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Редактор издательства *Н. Я. Тростникова*
Технический редактор *Е. Иерусалимская*

Подписано к печати 18/IV 1962 г.
Формат бумаги 60×90/16
Бум. л. 2,12. Печ. л. 4,25. Уч.-изд. л. 4,52
Тираж 250 экз. Зак. 03801

Картофабрика Гостеодтехиздата
Ленинград, В-26, 19 линия, дом 20

ОПЕЧАТКА

<i>Страница</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Следует читать</i>
8	23 снизу	После	Поле

Зак. 04464/03801