

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПРОИЗВОДСТВЕННЫЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ РСФСР
БУРЯТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

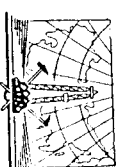
Серия Прибайкальская

Лист N-49-ХVІІІ

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составители: *П. В. Осюкин, Н. Э. Вояш*
Редактор *Л. М. Хренов*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
24 мая 1962 г., протокол № 22



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1965

ВВЕДЕНИЕ

Вся территория листа N-49-XVIII в административном отношении входит в Баунтовский район Бурятской АССР. Лист ограничен следующими географическими координатами: 54° 00'—54° 40' с. ш. и 113° 00'—114° 00' в. д. от Гринвича.

Описываемая площадь находится в северо-западной части Витимского плоскогорья. В ее пределах четко выделяются две орографические единицы: водораздельные пространства рек Чины и Малого Амалата, Малого и Большого Амалата. Водораздел Чины—Малого Амалата характеризуется среднегорным рельефом с плоскими вершинами, крутыми изрезанными и сильно затеженными склонами. Северо-западный склон его довольно пологий и покрыт тайгой. Юго-восточный склон резко расчленен. Абсолютные высоты водораздела рек Чины—Малого Амалата достигают 1872 м. Относительные превышения водоразделов над долинами колеблются от 400 до 650 м.

Водораздельное пространство между реками Малым и Большим Амалатом имеет низкорослый рельеф с пологими и спокойными очертаньями склонов. Долины речек здесь характеризуются широкими и плоскими формами, имеют пологие поперечные и продольные профили. Максимальные абсолютные высоты описываемого водораздела не превышают 1459 м. Относительные превышения водоразделов над долинами варьируют от 150 до 300 м. В целом поверхность Витимского плоскогорья имеет общий наклон с севера на юг.

Крупными отрицательными формами рельефа района являются Верхнечининская и Малоамалатская впадины, вытянутые в северо-восточном направлении. Малоамалатская впадина представляет собой крупную депрессию со слабо всхолмленной поверхностью. Ширина ее достигает 10 км, длина 30 км. Верхнечининская впадина имеет ширину 7 км, длину 18 км; ее поверхность сильно заболочена.

Главными водными артериями района являются р. Малый Амалат с крупными притоками Аулгей, Иннокан, Има, Точеро, Гулинга, Багдарин, Усой и р. Чина с притоками Кара, Сиво, Сивокон, Огари. По южной границе листа протекает р. Большой Амалат с притоками Хойгот, Салбуян, Тагали.

Описываемый район благодаря развитию здесь золотодобычи является обжитым по сравнению с другими северными районами республик. В пределах территории листа имеются четыре населенных пункта: Троицк, Малый Амагат, Маловский и районный центр Багдарин. Населенные пункты располагаются по долинам крупных рек и связаны между собой плохими грунтовыми дорогами. Передвижение осуществляется гужевым транспортом и вьючно. Основным путем сообщения для района является авиатрасса Багдарин—Романовка—Улан-Удэ. В зимнее время связь и завоз грузов осуществляются на автомашинах по долинам рек.

Климат района резко континентальный с суровой малоснежной продолжительной зимой и коротким летом. Первая половина лета обычно жаркая, вторая — дождливая. Среднегодовая температура отрицательная ($-6,5^{\circ}\text{C}$). Годовая сумма атмосферных осадков в среднем равна 385,4 мм. Максимальное количество их приходится на июль—август. Маломощный снежный покров, короткое лето и среднегодовая отрицательная температура определяют повсеместное развитие вечной мерзлоты.

Первые геологические сведения о Витимском плоскогорье вообще и о Чина-Амалатском междуречье в частности появились после путешествий И. А. Поленова (1865 г.), П. А. Кропоткина (1866 г.), А. П. Герасимова (1895—1898 гг.). Все эти исследования носили маршрутно-рекогносцировочный характер с подробным изложением не столько геологических, сколько географических данных. В настоящее время они имеют лишь исторический интерес.

Второй этап (с 1898 г. по 1917 г.) геологических исследований характеризуется проведением все большего числа геологических работ в районах золотых приисков. В конце этого периода появляются обобщающие петрографические сводки по горным породам Витимского плоскогорья. Главнейшими из них являются монографии Б. К. Поленова (1899 г.), И. А. Лопатина, И. Н. Святлянского (1932), А. К. Мейстера (1910) и Ю. И. Половинкиной (1932).

В период с 1917 г. до 1942 г. проводились поисковые работы преимущественно на золото. Большой вклад в познание геологического строения и полезных ископаемых района внесли геологи трестов Золоторазведка, Баргузинзолото и др.

А. Ф. Колесовым в 1932—1933 гг. была найдена фауна археозоитов в известняках рч. Огдындю; таким образом, было убедительно доказано существование нижнепалеозойских морских отложений на Витимском плоскогорье.

В сороковых годах на площади листа и прилегающей территории начали проводиться региональные геологические исследования.

В 1942 г. К. П. Калининна проводила геологическую съемку масштаба 1:100 000 в верховьях рек Чины и Усоя. Из осадоч-

ных отложений ею выделены метаморфические породы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Детально описаны нижнепалеозойские магматические образования, дана структурная характеристика плутонов. Впервые К. П. Калининной выделен шток нефелиновых сиенитов по кл. Кадау.

А. К. Гусева в 1942 г. составила сводку по полезным ископаемым баргузинской тайги. Она же в 1946 г. предложила сводную стратиграфическую колонку для Баргузино-Витимского района, в которой отложения верхний р. Каменки, правобережья р. Чины и окрестностей прииска Троицкое отнесены к нижнему кембрию, а карбонатные породы верхний рек Чины и Усоя — к среднему кембрию по аналогии с фаунистически охарактеризованными породами рч. Огдындю. Пестроцветная конгломератопесчаниковая толща верхний р. Усоя считается также среднекембрийской. Все магматические образования А. К. Гусева отнесла к каледонскому тектоно-магматическому циклу.

Особенно широкий размах геологические исследования получили в послевоенные годы. Здесь работали геологические партии различных ведомств—К. П. Калининна (1948 г., 1949 г., 1955 г.), С. Г. Мирчинк, С. Д. Шер, А. М. Григорьева (1955 г.), М. А. Гладышев (1952 г.), В. А. Лисий и А. А. Конев (1953 г.), Донцов и И. Я. Кузьмин (1953 г.), В. Г. Беличенко (1956ф) и др. Стратиграфические построения этих исследователей вносят ряд существенных изменений и добавлений в ранее существовавшие стратиграфические схемы.

В основу составления геологической карты, карты полезных ископаемых и объяснительной записки по листу N-49-XVIII легли материалы личных исследований авторов за 1957—1959 гг. Кроме того, частично использованы материалы М. А. Гладышева (1952 г.), В. А. Лисия и А. А. Конева (1953—1954 гг.), В. Ф. Донцова и И. Я. Кузьмина (1954 г.), К. П. Калининной (1955ф).

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении площади листа N-48-XVIII принимают участие в равной степени как магматические образования, так и осадочные и метаморфические породы.

НИЖНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

Гаргинская серия

Породы гаргинской серии в пределах площади листа N-49-XVIII имеют довольно широкое развитие, протягиваясь полосой с юго-запада от р. Хойготкона на северо-восток и восток до кл. Таланги и устья р. Усоя. Авторы записки впервые осадочно-метаморфические образования гаргинской серии подразделят на две свиты: талалинскую и хойготскую. При этом от-

четливо устанавливается, что хойготская свита залегает на тагалинской согласно и они связаны между собой постепенными переходами.

Тагалинская свита ($Pt_1^{2/1}$). В составе тагалинской свиты выделяются гнейсы и плагиогнейсы, кристаллические сланцы и кристаллические известняки.

Из перечисленных пород резко преобладают гнейсы и кристаллические сланцы, между которыми наблюдаются сложные переслаивания, постепенные переходы как по простиранию, так и в разрезе свиты. Мощность свиты 4800 м.

Гнейсы и плагиогнейсы широко развиты на юге и юго-востоке площади. Среди гнейсов преобладают гранат-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные разновидности; не меньшее значение имеют амфиболовые и пироксеновые гнейсы. Сравнительно меньше развиты высокоглиноземистые разновидности гнейсов гранат-биотит-диопсидового и диопсид-андалузит-биотитового составов, а также диопсидовые плагиогнейсы.

Гнейсы и плагиогнейсы макроскопически представляются собою серые, темно-серые, реже белесоватые, средне- и крупнозернистые, иногда мелкозернистые породы. Им свойственны полосчатая, очковая и гнейсовидная текстура.

Наиболее распространены структурами гнейсов являющаяся гранобластовая, лепидогранобластовая, гетерогранобластовая, нематогранобластовая. Главные минералы: калиевый полевой шпат, плагиоклаз (альбит-олигоклаз), кварц, роговая обманка, биотит и диопсид. Второстепенными являются: мусковит, гранат, диопсид, андалузит. Последние два минерала иногда из-за высокого содержания их в породе относятся к главным. Акцессорные минералы представлены: рудными минералами, апатитом, цирконом, ортитом и сфеном. В амфиболовых и пироксеновых разновидностях гнейсов шпирок и ортит отсутствуют.

Широко развиты вторичные процессы: серпичитизация, мусковитизация, биотитизация, эпидотизация и хлоритизация.

Кристаллические сланцы образуют простолн и пачки в гнейсах и плагиогнейсах; мощность простолнов колеблется от 2 до 10 м, пачек—до сотен метров. В составе кристаллических сланцев отмечаются биотитовые, двуслюдяные, слюдяно-кварцевые и амфиболовые разновидности. Подчиненное значение имеют диопсидно-кварцевые, силлиманит-кварцевые и ставролит-слюдяно-кварцевые сланцы. Между перечисленными разновидностями наблюдаются взаимопереходы. Кристаллические сланцы обычно приурочены к верхам разреза тагалинской свиты.

Кристаллическим сланцам присущи большей частью серые, светло-серые, белесоватые тона окраски, чем они легко отгораются от гнейсов. Значительно реже наблюдается темно-серая окраска пород с зеленоватым оттенком. Эти породы характерно зуются мелко- и мелкозернистой структурой и значительно развитыми стаппеватыми текстурами. Подосчатость, микрополосчат-

тость в сланцах выражена плохо. В тех случаях, где эта полосчатость имеется, она представлена моно- или биминеральным послонным распределением породообразующих минералов: кварца, слюды, роговой обманки. Полевые шпаты содержатся в сланцах в очень малых количествах, а порой полностью отсутствуют.

Кристаллические известняки образуют пропластки и линзовидные пачки сравнительно большой протяженности, при мощности их от 25 до 300 м. В распределении их в разрезе свиты намечается следующая закономерность: более мощные, но редкие пачки тяготеют к низам разреза, а маломощные приурочены к верхним частям тагалинской свиты. Кристаллические известняки отличаются светло-серой и белой окраской. Кристаллическим известнякам свойственна гранобластовая структура и массивная текстура. Кроме карбонатных минералов, в составе мраморов присутствуют редкие зерна полевых шпатов, кварца, диопсидов мусковита и графита. На контактах с нижнепротерозойскими гранитами в них выявляется тремолит.

Наличие большого числа петрографических разновидностей в разрезе тагалинской свиты определяется, по-видимому, пестротой фациального состава первичных осадочных пород.

Характерной чертой тагалинской свиты является однородный и глубокий метаморфизм слагающих ее пород, что подчеркивается образованием таких высокотемпературных метаморфических минералов, как гранат, биотит, силлиманит, роговая обманка, пироксен. Наличие указанных минералов дает основание отнести породы свиты к образованию глубоких зон метаморфизма.

Необходимо отметить, что на контактах с более поздними интрузивными массивами высокометаморфизованные породы нижнего протерозоя весьма отчетливо обнаруживают явления диафтореза. Породы, подвергшиеся ретроградному метаморфизму, обычно катаклазированы, развалены и изменены до состояния диафоритов. Эти процессы подчеркиваются развитием низкотемпературных минералов. Например, биотит замещается хлоритом и мусковитом, полевые шпаты — серпичитом, пегитом и карбонатом. Породы в результате диафтореза приобретают зеленую окраску.

Хойготская свита ($Pt_1^{2/1g}$). Породы свиты распространены в юго-западной части площади, протягиваясь полосой в широтном направлении от р. Хойгота до правобережья рч. Байсы. Разобщенные ксенолиты пород хойготской свиты наблюдаются по ключам Прямоугольному и Таганге среди гранитов витимканского комплекса. По сравнению с тагалинской свитой хойготская свита меньше и отгищается существенно карбонатным составом.

Как уже отмечалось, хойготская свита лежит на породах тагалинской свиты совершенно согласно с постепенными пере-

ходами от кристаллических сланцев и гнейсов к мраморам через перестановки пачек биотит-хлоритовых, биотит-амфиболовых и амфиболовых сланцев с мраморами. Для примера приводится частый разрез по р.ч. Байсе (снизу вверх):

1. Выпаяная часть разреза начинается мощной пачкой переставшихся между собой биотит-хлоритовых, биотит-амфиболовых сланцев и амфиболитов тагалинской свиты, которые постепенно переходят в двуслоидные, кварц-карбонатные сланцы и мраморы хойготской свиты 1500 м
 2. Серые погосчатые битуминозные известняки и белые, серые тонкопосчатые графитизированные мраморы 300 "
 3. Серые и зеленовато-серые тонкопосчатые биотит-хлоритовые и карбонатные сланцы тонкоосистые биотит-хлоритовые, 50 "
 4. Серые, зеленовато-серые тонкоосистые биотит-хлоритовые, афиболит-карбонатные и амфиболитовые сланцы с прослоями карбонатного материала 150 "
- Мощность разреза хойготской свиты 2000 м.

Среди пород хойготской свиты широко развиты битуминозные кристаллические известняки, а кристаллические сланцы имеют подчиненное значение.

Кристаллические известняки макроскопически представляют собой светло-серую, белую породу тонкопосчатого сложения. В структурном отношении мраморы хойготской свиты варьируют в довольно широких пределах — от мелкозернистых до крупнозернистых. В зонах дробления известняки довольно часто приобретают катакластические структуры. В состав мраморов входит кальцит (СаО 54%; MgO 3,8%).

Сланцы облагают светло-серым и темно-серым цветом, характеризируются погосчатой и сланцеватой текстурой. Среди сланцев имеются следующие разновидности: кварц-карбонатные, мусковитовые, двуслоидные, амфиболовые и др. Четких границ между этими разновидностями сланцев не наблюдается. Из перечисленных разновидностей сланцев широко развиты кварц-карбонатные; другие имеют подчиненное значение.

Из вторичных процессов следует отметить развитие эпидота, биотита и хлорита по роговой обманке. По биотиту в свою очередь развивается мусковит. В контактах карбонатных пород с интрузивными образуются скарны и скарнированные породы. Предыдущими исследователями (Гладышев, 1957ф; Лисин, Конев, 1957ф) породы хойготской свиты относились к верхнему протерозою (тигмская свита). Авторы листа не согласны с этим мнением! Имн по р.ч. Байсе было установлено согласие на породах тагалинской свиты, относимой к гаргинской серии.

Западнее р.ч. Байсы, по направлению к р. Хойгот, нормальное

1 Стратиграфическое положение хойготской свиты неясно. Учитывая тектонические контакты ее с тагалинской свитой (гаргинская серия), хойготскую свиту предпочтительнее относить к верхнему протерозою (прим. Ред.).

стратиграфическое залегание сменяется тектоническим контактом с нижележащей свитой. Кроме того, в пользу отличия карбонатных пород хойготской свиты от карбонатных образований тигмской свиты говорят резкие колебания химического состава; первые представляются химически чистыми известняками (СаО 54%, MgO до 3,8%), вторые — доломитизированными известняками и доломитами (MgO 20%).

В силу того что разрез тагалинской свиты легко сопоставим с отложениями сурмакитской свиты гаргинской серии (Руднев, 1957), относимой к нижнему протерозою, возраст тагалинской и хойготской свит определяется условно также нижепротерозойским. Верхняя возрастная граница гаргинской серии остается неясной, вследствие того что породы этой толщи с верха протерозойскими и нижнепалеозойскими образованиями имеют тектонический контакт. В свою очередь породы хойготской свиты рвутся всеми более молодыми интрузивными образованиями.

ВЕРХНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

Витимканская серия

Верхнепротерозойские образования широко распространены в северной части листа N-49-XVIII.

Нижняя возрастная граница пород верхнего протерозоя не определена, так как они отделены от нижнепротерозойских пород разломом; верхняя возрастная граница устанавливается по несогласному залеганию на них пород нижнего кембрия. Отложения витимканской серии разделяются на три свиты: суванхинскую, тигмскую и яхинскую, — суммарная мощность которых достигает 4300 м.

Суванхинская свита (Pz_{3sv}). Породы описываемой свиты распространены на водоразделах ключей Сивокон — Огари и Точеро—Березовый. Для свиты характерно присутствие в большом количестве расщепленных эффузивов кислого и основного состава, а также маломощных прослоев кристаллических известняков. Весьма существенную роль в составе свиты играют различные песчаники и сланцы. Несмотря на значительное площадное развитие пород этой свиты, в районе сохранились только средние и верхние части разреза.

Более полный разрез описываемой свиты наблюдается по кл. Березовому, где породы стареют центриклиниальную часть синклиналильной структуры и представлены следующими разновидностями (снизу вверх):

1. Амфиболовые, биотит-амфиболовые и карбонатные сланцы, превращенные на контактах с гранитоидами в различные роговики. 160 м
2. Пачка расщепленных фельзитов, кварцевых порфиров, туфобрешилов, переслаивающихся с тонкопосчатыми биотит-хлоритовыми, биотит-кварцевыми сланцами и основными эффузивами 800 "

3. Амфиболитовые сланцы, основные эффузивы	200 м
4. Черные скрипторитовые сланцы, основные эффузивы	350 "
5. Темно-серые тонкокристаллические сланцы	100 "
6. Темно-серые тонкокристаллические известковые песчаники	120 "
7. Заменяется разрез плотными окремнелыми карбонатными сланцами с линзами темно-серых глинистых сланцев, переслаивающихся с тонкокристаллическими фиолетовыми сланцами	20 "
Общая мощность пород суванхинской свиты по кт. Березовому	1650 м.

Состав свиты отличается фациальной изменчивостью пород как по прострацию, так и по вертикали, а также значительно развитым эффузивным образованием. Среди большого разнообразия пород, слагающих суванхинскую свиту, выделяются следующие главные разновидности.

Расстланчиванные фельзиты и фельзит-порфиры. Внешне это серые, желтоватые породы с микролепидогранобластовой структурой. Порфиры выделяются представлением платиноклазами и каллевыми полевыми шпатами. По основной массе развивается тонкокристаллический сподустиновый агрегат, ориентированный в одном направлении и создающий сланцеватую текстуру. В местах перекристаллизации эффузивного материала заметно увеличиваются размеры зерен и породы приобретает микролепидогранобластовую структуру.

Сланцы — это темно-серые породы с зеленоватым оттенком. Обычно они тонкокристаллические с микролепидогранобластовой структурой, реже алевритовой. Среди сланцев выделяются разновидности: амфиболитовые, биотит-амфиболитовые, биотит-хлоритовые и мусковит-биотит-эпидот-карбонатные. В состав их входят: рожевая обманка, хлорит, мусковит, биотит, эпидот, кварц, кальцит и полевой шпат.

Магнетитовые сланцы представляют собой темно-серые породы. Им свойственна порфировая структура с платиноклазовой основной массой и сланцеватая текстура. Магнетитовые сланцы состоят из иридатических зерен платиноклаза (вместе с кварцем), входящего в состав выкристалликов и основной массы. В промежутках между иридатическими зернами развит рудный минерал, который встречается по трещинкам.

Турфериновые сланцы окрашены в серые цвета. В обломочной части совместно с эффузивными породами имеются обломки гранитов, кварцев. Размер обломков 0,5—1,5 см, окатанность средняя. Цемент — туф кварцевых порфиров.

Известковые песчаники — это светло-серые, зеленоватые или бледно-розовые, местами поспелые породы, имеющие граубластовую структуру. В песчаниках отчетливо выражены реликты обломочной структуры, которые определяются наличием окатанных овальных зерен кварца. Цементирующий материал перекристаллизован в агрегат, состоящий из изомерных зерен тремолита и карбоната. Кроме кварца, в состав обломков входят редкие зерна каллевого полевого шпата и платиноклаза.

В неизменном виде это были, по-видимому, кварцевые песчаники, цементированные мергелистым веществом.

Суванхинская свита, сложенная нормальноосадочными и эффузивными образованиями, характеризуется высокой степенью метаморфизма, выраженною в расстланчивании, в значительной перекристаллизации цемента песчаников, пелитового материала глинистых сланцев, основной массы эффузивов и в появлении бластических структур. В результате перекристаллизации цемента основной массы эффузивов в породах выделяются новообразованные биотита, мусковита и хлорита. Обломочные структуры в породах проявляются весьма отчетливо; лишь близ контактов с позднейшими интрузивными они полностью исчезают, переходя в бластические структуры. Контактный метаморфизм пород суванхинской свиты выражен отчетливо, проявляясь в образовании различных рожек и узловатых сланцев. Ширина зоны контактового ореола достигает 150—200 м. Характерной особенностью пород свиты является большая насыщенность их пирротином.

Нижняя возростная граница суванхинской свиты неясна, так как она везе отделена от нижнепротерозойских образований разломом. Поэтому, естественно, что истинная мощность ее также остается неизвестной. Видимая мощность свиты определяется 1700 м. Верхняя граница описываемой свиты определяется на основании согласного стратиграфического наложения на нее пород тилмской свиты по ключам Сивокону, Березовому.

Тилмская свита (Р₁₃Т₁). Породы тилмской свиты развиты в бассейнах рек Чины, Усоя и Малого Аматага, протянулись широкими полосами в северо-восточном направлении от р. Точеро до р. Усоя. Кроме того, они выходят в виде небольших пятен в ядре синклинальной структуры по кт. Сивокон и в крыльях синклинальной структуры по кт. Березовому. Тилмская свита характеризуется в основном карбонатным составом. Маломощные прослои и линзы кварц-полевошпатовых песчаников и серпент-хлоритовых, углисто-глинистых и других сланцев в составе свиты имеют ничтожное развитие. Устанавливается приуроченность к нижней части разреза доломитизированных известняков и доломитов. Верхние части разреза тилмской свиты сложены карбонатными породами с прослоями песчаников и сланцев.

В районе кт. Березового и по кт. Сивокону наблюдается согласное наложение карбонатных пород тилмской свиты на сланцы суванхинской свиты. Мощность тилмской свиты 2200 м.

Карбонатные породы, составляющие большую часть разреза свиты, представлены доломитизированными известняками и доломитами. Это обычно серые, голубоватые, темно-серые, реже

кремовые и розоватые плотные породы, иногда пятнистые и тонкослоистые. Наблюдаются прослои мелколитовых и водорослевых известняков. Специфической особенностью карбонатных пород свиты является широко распространенные брекчиевидных разностей. По химическому составу породам тигимской свиты свойственно высокое содержание окиси магния (MgO 20%), что резко их выделяет среди карбонатных пород других свит.

Под микроскопом доломитизированные известняки и доломиты обнаруживают в подавляющем большинстве бластические структуры (гранобластовую и микрогранобластовую), но в то же время широко наблюдаются обломочные реликтовые структуры (псаммитовая и алевроитовая). В состав доломитов в виде миттизованных известняков входит в основном доломит в виде пелитоморфного или алевропсаммитового агрегата, в результате контактового метаморфизма приобрастающего гранобластовую структуру. Второстепенные минералы представлены кальцитом, кварцем и полевыми шпатами. Известняки сложены агрегатами пелитоморфного кальцита. Из эпигенетических процессов для карбонатных пород свиты характерны процессы окварцевания, тремолитизации (на контактах с молодыми интрузивами).

Станцы, входящие в разрез тигимской свиты, представляются следующими разновидностями: карбонатно-слоистыми, амфибол-биогитовыми и хлорит-карбонатными. Это обычно темно-серые, черные шелковистые породы, имеющие сланцеватую, пологую текстуру и порфиробластовую структуру с микролепидогранобластовой основной ткаью. Главными минеральными компонентами сланцев в подавляющем большинстве являются мелкие изометричные зерна карбоната. Слоистые минералы (серпичит, хлорит, биогит) также составляют значительную часть пород. Кроме того, встречаются зерна кварца, полевых шпатов, эпидота, пироксена и роговой обманки. Из акцессорных минералов отмечаются рудный минерал, апатит и турмалин. Из вторичных процессов развиты явления пелитизации полевых шпатов, хлоритизации биогита и лимонитизации рудного минерала.

Песчанники тигимской свиты отличаются светло-серой до темно-серой окраской, плотным сложением, псаммитовой и блохостаммитовой структурой. Песчанники состоят из угловатых и слабоокатанных обломков полевых шпатов и реже кварца. Второстепенной примесью являются редкие чешуйки биогита. Песчанники обладают цемент базального типа. Цементирующий материал представляет глинисто-железисто-слоистым агрегатом. Частичная перекристаллизация цемента определяет иногда развитые сланцеватые текстуры и новообразованный серпичит, хлорита, лимонита, реже эпидота. Обломочная часть песчаников обычно не затронута процессами перекристаллизации.

В целом для пород тигимской свиты характерен слабый метаморфизм. Об этом свидетельствуют наличие хлорита и эпидота в сланцах и реликты кластических структур. Контактный метаморфизм в отложенных тигимской свиты с интрузивами верхнепротерозойских гранитидов выражен весьма отчетливо и приводит к образованию мраморизованных, тремолитизированных известняков, а также роговиков и угловатых сланцев.

Верхняя возрастная граница тигимской свиты устанавливается во многих пунктах: в верховье ключей Самоклыкан, Верхней Якши, в вершине левого борта кл. Средней Якши, кл. Березового, рч. Багдарина и в ряде других мест. На этих участках наблюдалось согласное наложение черных углисто-карбонатных, серпичит-хлоритовых сланцев и песчаников якшинской свиты верхнего протерозоя на известняки тигимской свиты и несогласное наложение конгломератов, песчаников дочерской и бурундинской свит нижнего кембрия.

С палеозойскими интрузивами гранитоидов в районе ключей Дипкош, Долган, речек Има, Самоклыкан, Ауник устанавливаются эруптивные контакты с образованием зон мраморов и тремолитизированных известняков.

Якшинская свита (*P₃jak*). Отложена якшинской свиты распространены по левобережью рч. Багдарина, в верховьях рек Усой, Кара, по кл. Березовому.

Описываемая свита преимущественно сложена различными сланцами и песчаниками. Прослои карбонатных пород в составе свиты занимают подчиненное положение.

На площади листа наблюдались только нижние части разреза, которые улеглись от предкембрийского размыва в ядрах синклинальных структур. Средние и верхние части разреза на изученной территории не известны. Наиболее полный разрез якшинской свиты наблюдается по кл. Средняя Якша (снизу вверх):

1. Черные тонколитчатые карбонатные сланцы с линзочками на-течного лимонита 17 м
 2. Пачка переставляющихся зеленовато-серых, серых и черных тонкослоистых фидлитоидных глинистых сланцев и полимиктовых песчаников 110 "
 3. Зеленовато-серые тонкозернистые песчанники, алевролиты и сланцы с прослоями черных битуминозных известняков; мощность последних достигает 30 м 100 "
 4. Серые, черные, зеленовато-серые тонкослоистые фидлитоидные и слоисто-карбонатные сланцы 75 "
 5. Зеленоватые полимиктовые песчанники 25 "
- Мощность разреза по кл. Средняя Якша 347 м.

Суммарная видимая мощность якшинской свиты, развитой на площади листа, определяется в 400 м.

Станцы—это черные, темно-серые с зеленоватым оттенком породы сланцеватой текстуры и микролепидогранобластовой структуры. В состав их входят: серпичит, хлорит, кварц, карбо-

пат, углистое вещество и глинистый материал. Второстепенными примесями являются: эндит, калиевый полевой шпат и плагиоклазы. Значительное содержание в породе углистого вещества придает сланцам черную окраску. В зависимости от минерального состава сланцы подразделяются на следующие разновидности: углисто-карбонатные, углисто-глинистые и фидитовидные.

Метаморфизованные аркозовые песчаники макроскопически представляют зеленоватые, серые, черные слонистые породы. Им свойственна псаммито-алевритовая и бластоалевропсаммитовая структура. Обломочная часть сложена слабоокатанными глинастыми кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. В меньшем количестве наблюдаются: мусковит, биотит и обломки пород. Цементирующий материал карбонатно-глинистого состава перекристаллизован в эпидит-железисто-слюдистый агрегат. Наблюдаются случаи частичной перекристаллизации немента. Из акцессорных минералов установлен лишь апатит.

Известняки — это темно-серые, плотные породы, характеризующиеся массивной текстурой и микрогранобластовой структурой. Состоят преимущественно из кальцита с ничтожной примесью рудного минерала. По химическому составу описываемые известняки соответствуют слабо доломитизированным породам ($\text{CaO } 35\%$; $\text{MgO } 8,7\%$).

Степень метаморфизма пород якинской свиты очень низкая и не выходит за пределы эпизоны. В контактах с более молодыми интрузивными образованиями в породах свиты широко развиты роговники, скандированные породы и угловатые сланцы. Контактные ореолы около интрузивов просеживаются весьма отчетливо, а ширина их достигает 120 м.

Верхняя возрастная граница отложения якинской свиты определяется трансгрессивным нагнетанием на различные горизонты ее пород точерской свиты нижнего кембрия (на водоразделе ключей Гулинта и Точера, Гулинта и Ауник, Ауник и Аманлак). Со всеми более молодыми названными породами устанавливаются эруптивные контакты.

Вопрос о возрасте суванкинской, тлимской, якинской свит, развитых в районе, является дискуссионным. Одним геологами (Калинина, 1942ф; А. К. Гусева, 1945 г.; М. А. Гладышев, 1952 г.) отложения перечисленных свит относились к кембрию, другим (С. Д. Шер, 1949 г., М. А. Гладышев, 1954 г., Тамбовцев, 1957 г.) — к верхнему протерозою. По кт. Самогдыкан в тлимской свите был установлен горизонт водорослевых известняков, из которого была определена водоросль *Sporolith* (?)¹ (определение И. К. Коротюк, 1960).

¹ В хлорит-карбонатных сланцах тлимской свиты по кт. Долган были обнаружены единичные споры и пыльца *Leiotriletes*, *Soniferia*, относящиеся к верхнему протерозою. Спорово-пыльцевой анализ пород якинской свиты.

Кембрийские образования на площади листа имеют относительно широкое развитие. Большая часть кембрийских отложений приходится на северную половину территории; на юге площади они наблюдаются в виде ксенолитов среди гранитоидов вятиканского комплекса. Нижняя возрастная граница пород, относимых к кембрию, определяется по трансгрессивному и угловому нагнетанию конгломератов на различные свиты перхнепротерозойского комплекса. Верхняя возрастная граница не известна.

Отложения кембрийской системы представлены терригенными осадками. Карбонатные породы наблюдаются в виде отледных прослоев и линз.

Авторами отложения кембрийской системы в пределах изученной площади подразделены на три свиты: точерскую, бурундинскую, багдаринскую. Основанием для подразделения кембрийских осадков на свиты явилось наличие внутри этих отложений угловых несогласий и их различных литологический состав. Кембрийский возраст выделенный свит принимается условно и определяется только на основании сопоставлений с фаунистически охарактеризованными отложениями кембрия рек Олдындю, Халоя, Среднего Витима.

Суммарная мощность отложений кембрия определяется в 4300 м.

Нижний отдел

В нижнем отделе кембрия выделены точерская свита и адланский ярус, включающий в себя бурундинскую свиту.

Точерская свита (Стр. 216). Породы точерской свиты на площади Цина-Магоаматского водораздела распространены от р. Сивокон на западе до верховий кт. Бол. Киро на востоке. Для свиты характерно преобладание терригенных образований и значительное развитие эффузивных пород кислого и основного состава. Подчиненное значение имеют прослойки белых, серых полосчатых известняков.

Точерская свита ложится со стратиграфическим и угловым несогласием на трехчленный комплекс верхнего протерозоя¹. Сложена свита крупногалечными конгломератами базальтового

развитых по кт. Средняя Якиа, установил присутствие в них разнообразного спектра спор и пыльца: *Azopolites nigritellus*, *Leiotriletes*, *Zonotriletes rasiliorletus*, *Zonitellus rotatus* и ряд других. По заключению палинологов, все эти формы являются типичными для пермо-карбонтовых отложений тунгусской флористической провинции.

¹ Точерская свита явно моложе перхнепротерозойского комплекса пород. Соотношение ее с бурундинской свитой не выяснено. Однако с бурундинской свитой она параллельно развивается по составу и структурному положению не может. Впредь до новых наблюдений точерской свите лучше придать более неопределенный возраст, относя ее к P₃—Ст₁ (прим. Ред.).

лита, гравелитами, грубозернистыми полимиктовыми песчаниками и туфопопечанниками, эффузивами различного состава, фидлитовидными сланцами и прослоями известняков. Наиболее полный разрез свиты наблюдается по кт. Аунник (снизу вверх):

1. Мегакалевые конгломераты, гравелиты, песчаники 40 м
2. Зеленые, зеленовато-серые серпигит-хлоритовые тонколитчатые сланцы 500 "
3. Однообразная пересланяющаяся толща серых, зеленовато-серых полимиктовых, кварц-хлорит-карбонатных, тонкозернистых и грубозернистых песчаников с пиритом, желтоватых сидеритизированных эффузивов с маломощными прослоями черных фидлитовидных и карбонатных сланцев, гравелитов и серых известняков 1000 "

Суммарная мощность точерской свиты достигает 2000 м.

Конгломераты в основании свиты устанавливаются на водоразделе рек Усой — Катаиха, в вершине р. Багдарин. Простирание конгломератов северо-восточное, падение северо-западное от 40 до 200 м. Кроме того, конгломераты наблюдались на водоразделе ключей Гулинги, Аунника, Амандака, по кт. Кильгонде и по левому развильку кт. Контактного. В последнем случае они простираются полосой в северо-западном направлении, где с резким угловым несогласием ложатся на известняки и сланцы тилмской и якиннской свит верхнего протерозоя.

Конгломераты точерской свиты характеризуются зеленовато-серой окраской, обусловленной развитием хлорита в цементе. Сортировка обломочного материала конгломератов хороша. Галька (размером до 20 см) хорошо окатана, имеет вытянутую и приплюснутую форму. Часто конгломераты по простиранию замещаются песчаниками, сланцами (ключи Подготовский, Аунник).

Конгломераты точерской свиты имеют разнообразный петрографический состав гальки. В преобладающим большинство галька представлена различными эффузивами суванкинской свиты. Наблюдается галька белых, серых, кремневых известняков, доломитов, кварц-карбонатных сланцев тилмской свиты, песчаников, фидлитовидных сланцев якиннской свиты, гранитов нижне- и верхнепротерозойского комплексов, зеленоватых и серых метаморфизованных песчаников верхнего протерозоя. В сравнительно большом количестве наблюдается галька белого кварца. Цементом конгломератов являются в основном полимиктовые песчаники. Среди гальки конгломератов широко распространены измененные биотитовые граниты верхнепротерозойского возраста, претерпевшие значительный катаклиз до времени отложения пород точерской свиты. В отдельных участках гальки конгломератов отличаются по петрографическому составу. В одних случаях (рч. Кильгонда) устанавливается резкое преобладание гальки эффузивных образо-

ваний и содержание редкой гальки песчаников и гранитидов. В других (левый борт р. Гулинги) преобладающее положение занимают гальки гранитидов, а рассланцованные эффузивы присутствуют в заметном меньшем количестве.

Из вышеизложенного следует, что область сноса обломочного материала конгломератов являлись близлежащие районы. Присутствие в гальке конгломератов катаклазированных гранитов указывает на существование докембрийских разрывов.

Песчаники представляют собой зеленоватые тонкослоистые породы с псаммитовой, blastопсаммитовой и реже blastогаглеропсаммитовой структурой.

По петрографическому составу обломочной части песчаники подразделены на полевошпатово-кварцевые, полимиктовые, известковистые и кварцитовидные разновидности. Обломочная часть песчаников характеризуется плохой степенью сортировки и слабой окатанностью зерен. Обломки заметно преобладают над цементом, тем самым определяя в огромном большинстве контакто-поровый тип цемента. Цемент песчаников в подавляющем большинстве глинистый, перекристаллизированный впоследствии в слюдястый агрегат, что обуславливает появление бласических структур.

В состав обломочной части песчаников входят следующие минералы: кварц, полевые шпаты (плагноклаз, калиевый полевой шпат), карбонат, а также обломки гранитов, фельзит-порфилов, альбитофилов, сланцев, роговиков, порфиритов и др.

Эффузивные образования представлены фельзитами, фельзит-порфирами, метадиабазами и плагнопорфиритами. Это светло-серые, зеленовато-серые тонко рассланцованные породы. Довольно часто среди них наблюдаются эффузивы с точечной светло-коричневой окраской, обусловленной развитием гидроксидов железа по сидериту.

Фельзит-порфирам присуща порфировая структура с фельзитовой и сферолитовой основной массой. В состав вкрапленников входят кварц и полевые шпаты. По кварц-полевошпатовому агрегату основной массы развиваются слюды, эпидотовые минералы и гидроксиды железа.

Плагнопорфириты представляют собой темно-серые породы сланцеватой текстуры и порфировой структуры с микролитовой основной массой.

Как кислые, так и основные эффузивы приобрели сланцеватую текстуру в результате тектонических воздействий. Вторичными процессами для них являются сидеритизация и окварцевание.

Сланцы представлены следующими разновидностями: слюдястыми, серпигит-хлоритовыми, фидлитовидными и кварц-биотитовыми. Все они характеризуются зеленовато-серой и темно-серой окраской, плотным сложением, сланцеватой текстурой и микролепидогранобластовой структурой. В состав их входят:

кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит, серпичит, хлорит, эпидотовые минералы, глинистое вещество и иногда карбонат. Акцессорные минералы представлены рудными минералами, ферром, апатитом и турмалином. Сланцы, так же как и эффузивы, в значительной степени сидеритизированы.

Известняки обладают темно-серой окраской, плотным слоением, микрогранобластовой структурой. Состав их почти полностью кальцитовый; местами отмечаются незначительные примеси кварца, плагноклаза и органического вещества.

Метаморфизм пород точерской свиты обязан исключительно контактовому воздействию палеозойских гранитоидов. В контактах с интрузивами широко развиты процессы ороговикования; иногда достигаются угловатые сланцы. Ширина контактовых ореолов достигает 2000 м. Вблизи разломов проявляется динамометаморфизм.

Бурундинская свита (Ст^{1b}). Породы аэданского яруса развиты в юго-западной части листа, наблюдаясь в виде кенолитов и провесов кровли среди гранитоидов витимканского комплекса на водорадеге речек Иннокана и Ауглея, в верховьях Иннокана, по р. Малому Амалату и в вершине рч. Хойготкона. Отложения бурундинской свиты преимущественно разобщены от пород точерской свиты, поэтому судить о характере взаимоотношений между ними не представляется возможным. Для свиты характерен простой литологический состав, что наблюдается в разрезе по рч. Иннокану (снизу вверх):

1. Серые и зеленовато-серые карбонатные и кварцитовидные песчаники с простыми мелкогалечными известняковыми конгломератами 300 м
 2. Внутриформационные известняковые конгломераты 50—300 "
 3. Серые, зеленовато-серые кварц-карбонатные, полимиктовые и кварцитовидные песчаники 100 "
- Общая мощность свиты определяется в 700 м.

Кроме терригенных отложений, к бурундинской свите отнесены отдельные изолированные выходы кислых эффузивов, которые распространены на водорадегах речек Аунника — Амандака, Амандака — Бол. Киро, ключей Ороченского — Батыкина. Непосредственные контакты этих эффузивов с терригенной толщей свиты не наблюдались, поэтому судить о положении их в разрезе весьма затруднительно. Основанием для отнесения эффузивов к бурундинской свите послужили факты перекрывания пород верхнепротерозойского возраста, обильные содержаниями их в гальке туфокогломератов вышележащей багдаринской свиты.

Не исключена возможность, что среди них могут оказаться и более древние эффузивы. Следовательно, вопрос о возрасте эффузивов, отнесенных к бурундинской свите, остается нерешенным.

Конгломераты характеризуются невыдержанностью по простиранно и по разрезу, часто переходя в карбонатные песчаники. Конгломераты окрашены в зеленовато-серые и зеленые цвета. В составе обломочной части конгломератов содержатся преимущественно галька белых, серых и розовых известняков тлимской свиты. В подчиненном количестве наблюдается галька филитовидных сланцев, зеленых полимиктовых песчаников яхинской свиты и галька кварца. Цементом конгломератов служит печано-карбонатный материал. Структура цемента псаммитовая, иногда гранобластовая. Сортировка обломков хорошая, форма их обычно округлая, слабо вытянутая. Размеры галек варьируют в пределах от 5 до 30 см.

Песчаники бурундинской свиты обладают зеленоватой окраской и бласопсаммитовой структурой. По минеральному составу обломочной части песчаники подразделяются на полимиктовые и карбонатные разновидности. В состав обломочной части песчаников входят: кварц, полевые шпаты, карбонат, биотит и обломки пород (кварцитов). Обломочный материал песчаников характеризуется плохой степенью сортировки и слабой окатанностью зерен. Цемент, представляющий карбонатно-глинистым материалом, в преобладающем большинстве перекристаллизован в карбонат-эпидот-слюдистый агрегат. Благает цементующей части песчаников обуславливается влиянием палеозойских интрузивов. Вблизи контактов с интрузивами песчаники превращены в роговики, а тонкозернистый терригенный материал, представляющий маломощными редкими простоями и линзами глинистых сланцев, изменен в актинолит-хлоритовые, биотит-плагноклаз-кварцевые и биотитовые сланцы. Зоны контактов этого метаморфизма выражены отчетливо.

Эффузивные образования, отвечающие по составу фельзитам и фельзит-порфирам, имеют ярко-красную, желтую и лиловую окраску и плотное сложение. Им свойственна порфировая структура со сферолитовой основной массой. Фенокристаллы представлены серицитизированными калиевым полевым ными плагноклазами, микропертитовыми калиевым полевым шпатам и кварцем. Основная масса состоит из криптокристаллического кварц-полевощпатового неиндидуагизированного вещества. Кроме дав фельзит-порфиров, в разрезе свиты наблюдаются и их туфы.

Нижняя возрастная граница бурундинской свиты определяется трансгрессивным и угловым налеганием ее на породы различных свит верхнего протерозоя (верховья рч. Иннок); с нижнепротерозойскими образованиями во многих местах устанавливаются тектонические контакты (верховья рч. Хойготкон). С изверженными комплексами наблюдаются различные взаимные отношения: по р. Большому Амалату песчаники бурундинской свиты перекрывают габбро-диориты и диориты икатского ком-

Плекса и разгнейсованные граниты верхнего протерозоя. По кл. Ауглей, в верховьях рч. Иннокан и в других местах устанавливаются эруптивные контакты с палеозойскими гранитоидами с образованием эконоконтатковых зон ороговикования и скарпирования. Верхняя возрастная граница, за исключением факта перекрытия пород бурундинской свиты четвертичными базальтами, не определена.

Нижнепалеозойский возраст бурундинской свиты датируется условно на основании сопоставления ее с песчано-конгломератовыми отложениями верховий рч. Витимкана, где они получили название бурундинских (Павловский, Хрепов, Белichenko, 1954; Руднев, 1957 г.).

Багдаринская свита (Ст *bg*)

Багдаринская свита впервые была выделена С. Д. Шером (Шер и др., 1955) в междуречье Чины и Малого Амагата. В состав ее были отнесены пестроцветные вулканогенно-терригенные образования бассейна рч. Багдарин и породы точерской свиты. Возраст ее датировался нижнекембрийским.

Нами в состав багдаринской свиты включены только пестроцветные вулканогенно-терригенные отложения бассейнов рек Багдарин, Усой, Катариха.

Основанием для отнесения багдаринской свиты к более молодым образованиям, по сравнению с точерской и бурундинской свитами, послужили факты структурного несогласия ее с конгломентом верхнепротерозойских пород и с вышеуказанными свитами нижнего кембрия, резкое отличие литологического состава, а также сопоставление ее с аналогичной италинской свитой, развитой в бассейне р. Холоя (В. Г. Белichenko, Ю. В. Комаров и др.). В последней в базальных конгломератах обнаружена галька белых известняков с археоциатами.

Свита сложена грубозернистым терригенным и пирокластическим материалом с маломощными прослоями известняков. Породы свиты приуси пестрые тона окраски. Широко распространены литовые, красные, коричневые, зеленые, зелено-вазо-серые туфоконгломераты, туфопривелиты, туфопесчаники, аркозовые и кварц-полевощпатовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы. В песчаниках наблюдается косая слоистость, волноприбойные знаки, знаки течений. Для разреза отложений багдаринской свиты свойственна невыдержанность отдельных его частей по простиранию.

Разрез отложений свиты по кл. Аункику имеет следующий вид (снизу вверх):

1. На серые, белые брекчиевидные известняки талимской свиты ложатся зеленые грубозернистые полимиктовые песчаники багдаринской свиты, переслаивающиеся с литовыми тонкозернистыми песчаниками. Среди песчаников наблюдается горизонт доломитизированных известняков мощностью 30 м

2. Серые тонкозернистые кварцитовидные песчаники	50 м
3. Пачка переслаивающихся зеленых, литовых тонкозернистых песчаников, алевролитов и линз конгломератов	400 "
4. Литовые и зеленые плотные алевролиты, глинистые тонкопелитчатые сланцы, тонко переслаивающиеся между собой	600 "
Суммарная мощность пород багдаринской свиты 1300 м.	

Изучение разреза показало определенную закономерность в распределении терригенного материала, внизу свита сложена грубозернистыми разновидностями пород, к верхам приурочены тонкообломочные породы. Иногда в верхах разреза наблюдаются линзы привелитов. Общая мощность отложений багдаринской свиты по данному разрезу определяется в 1600 м.

В нижней части разреза по ключам Анакит, Полговский заметную роль играют туфогравелиты, линзы туфоконгломератов и туфопесчаников.

При прослеживании свиты по простиранию, в сторону водораздела рек Гайой-Усой и к востоку, к Багдарин-Долганскому водоразделу, в ее составе все больше увеличивается роль грубозернистого материала при значительном участии пород туфогенного происхождения. Мелкогалечные конгломераты здесь сменяются средне- и крупногалечными, в составе которых присутствует галька кислых эффузивов бурундинской свиты. На водоразделе рек Багдарина и Долгана в разрезе свиты преобладают туфоконгломераты, туфогравелиты, туфы фельзитовых порфиров и кварцевых порфиров. Мощность туфогенных отложений в этой части составляет 300 м. Пестрота фаций в разрезе багдаринской свиты и большая мощность ее указывает на высокую энергию колебательных движений дна бассейна и изменчивость режима осадконакопления.

Туфоконгломераты окрашены в зеленоватые, красноватые и темно-серые цвета. Галька (размером до 5 см) имеет округлую, эллипсоидальную и нередко угловатую форму.

В составе обломочной части туфоконгломератов главную роль играет галька литовых, серых и желтоватых фельзофиров и ригилитовых порфиров. Цементом туфоконгломератов является туфогенный и глинистый материал, по которому развиваются слюды, эпидот и гидроокислы железа.

Галька конгломератов представлена кварцем, эффузивами и мраморизованными песчанистыми известняками бурундинской свиты, слюдястыми микрослапцами якутской свиты и кварц-полевощпатовыми песчаниками точерской свиты. Нередко присутствует галька гранит-порфиров и лейкократовых гранитов витимканского интрузивного комплекса. Цемент конгломератов — полимиктовый песчаник.

Песчаники представлены кварцевыми, аркозовыми, полевощпатово-кварцевыми и полимиктовыми разновидностями. Макроскопически им свойственны зеленые, грязно-зеленые, фиолетовые, красные, розовые, белесоватые и черные тона окраски. Струк-

тура песчанников псаммитовая, реже алевропсаммитовая. Текстура слоистая, иногда массивная, сланцеватая. В обломочной части песчанников присутствуют кварц, калиевая полевая шпат, плагиоклаз, реже слюда, роговая обманка, рудный минерал, турмалин, апатит и обломки пород. Обломки в количестве от 10 до 20% от общего объема. Степень сортировки их отклонения преобладают над цементом. Обломочная часть цементуруется железисто-карбонатно-глинистыми материалами, перекристаллизованными частично в эпидот-карбонат-слюдистый агрегат.

Известняки представляют собой плотные темно-серые породы. Сложны карбонатом. Содержание MgO достигает 1,5%.

Отложения багдаринской свиты складку северо-восточного простирания и ряд мелких синклинальных структур, несомненно лежащих на верхнепротерозойских и нижнепалеозойских образованиях.

Метаморфизм отложений описываемой свиты проявлен слабо и выражается лишь иногда в образовании бластических структур. Изменения пород свиты на контактах со средне- и верхнепалеозойскими гранитоидными породами выражены в образовании роговиков и узловатых сланцев. В зонах тектонических нарушений наблюдаются клявизм, сланцеватость, тектонические брекчинг, сопровождаемые флюоритизацией.

Нижняя возрастная граница багдаринской свиты определяется во многих местах путем трансгрессивного налегания отложений ее на верхнепротерозойские и нижнекембрийские (пояска свита) образования. В ряде мест устанавливаются тектонические контакты между багдаринской свитой и нижнепалеозойскими коллекциями. Эруптивные контакты свиты с нижнепалеозойскими гранитоидами на площади листа не наблюдались. По сообщению М. М. Тамбовцева (1957 г.), на водоразделе Тагой и Усыя (севернее территории листа N-49-XVIII) наблюдается перекрытие палеозойских порфиритовых биотитовых гранитов конгломератами багдаринской свиты¹.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Патан-хунтейская свита (Тсh). На площади листа отложения этой свиты развиты в устьевой части р. Тагаин, где сохраняются от разницы небольшой (до 4 км²) остаток покрова. Сложена свита кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами,

¹ В флюидовидных станциях и полимиктовых песчанниках дочерской свиты (кат. Колгога), в песчанниках и глинистых станциях багдаринской свиты (кат. Полютоевский) палинологическим методом был установлен довольно богатый комплекс спор и пыльцы (*Zonitricles trichaspidius* L. u. b., *Leiditricles*, *Aletes*, *Veneticulites*, *Sinkroales* и др.). По заключению палинологов (Т. З. Заварова, А. В. Натанцева, 1958 г.), в осадках дочерской свиты преобладают верхнепалеозойские формы, а в отложениях багдаринской свиты — нижне-мезозойские формы.

ортофирами, платнопорфиритами, туфами и туфобрекчиями. Патан-хунтейская свита залегает на размытой поверхности нижнепалеозойских гранитоидов и перекрывается долинным потоком четвертичных базальтов. В морфологическом отношении отложения этой свиты приурочены к склонам долины Большой Амалата.

Мощность отложений описываемой свиты определяется в 130 м.

Фельзитовые порфиры макроскопически представляют собой бовато-серые породы с розовыми вкрапленниками полевых шпатов. Структура пород порфиритовая с микрофельзитовой мас-сфероидальной основной массой. Текстура большей частью массивная, реже наблюдаются участки флюидальной. Фенокристаллы представлены таблитчатыми зернами серицитизированных плагиоклазов и пелитизированных калиевых полевых шпатов. В состав основной массы входит криптокристаллический кварц — полевощпатовый агрегат (микрофельзит); последний иногда образует сфероиды, имеющие радиально-лучистое строение. В небольшом количестве в основной массе содержатся розетки чешуек хлоритизированного биотита и зерна рудного минерала.

Ортофиры характеризуются розоватыми тонами окраски с более густыми розовыми вкрапленниками полевых шпатов. Структура порфиритовая с ортофириновой основной массой. В состав вкрапленников и основной массы в подавляющем большинстве входят калиевые полевые шпаты. Второстепенными примесями являются плагиоклазы, чешуйки измененного биотита и неправильные зерна рудного минерала. Как калиевые полевые шпаты, так и плагиоклазы подвержены процессам пелитизации и альбитизации. Довольно часто наблюдаются явления окварцевания и лимонитизации.

Платноглазовые порфиристы — это зеленовато-серые породы с таблитчатыми вкрапленниками полевых шпатов. Структура их порфиритовая с пилотаксидовой основной массой, текстура миндалекаменная. Миндалины выполнены агрегатом зерен эпидота, далекиминала. Миндалины выполнены агрегатом зерен эпидота, хлорита и кварца. Среди минеральных компонентов резко преобладает плагиоклаз, который встречается во вкрапленниках и в основной массе. Темноцветный минерал полностью замещается эпидотом и хлоритом, имеет форму коротких призм. Между микролитами плагиоклаза располагаются зерна рудного минерала.

Туфобрекчий платнопорфиритов представляют собой темно-серые породы. По соотношению обломочного материала они являются кристаллолитокластическими. В состав обломков входят в основном платнопорфириты и в меньшем количестве плагиоклазы. Весь обломочный материал туфобрекчий цементуруется криптокристаллическим агрегатом, по которому развивается мелкочешуйчатый серпигит.

Туфы фельзитов — темно-коричневые литокластические породы, обломочная часть которых представлена пирокластами фельзита. Цементом туфов фельзита является кварц-полевов-шпатовый криптокристаллический агрегат.

Состав свиты, структурное положение и условия залегания ее соответствуют эффузивным образованиям цаган-хунтэйской свиты, развитой в бассейнах рек Уды (В. Г. Беличенко, Ю. В. Комаров и др., 1960 г.), Хилгок, Чикоя (Арсеньев, Клевенский, 1939 г.; Новиков, 1955 г.), возраст которой определяется триасовым.

На основании сопоставлений с указанными образованиями эффузивы рч. Тагали нами относятся к верхам разреза цаган-хунтэйской свиты.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Гусиноозерская серия

Нижнемеловые континентальные отложения гусиноозерской серии, развитые в Верхнечининской и Малоамалатской впадинах, выходят на дневную поверхность на трех участках и представлены осадками заинской свиты.

Заинская свита (Ст. 22). Выходы отложений заинской свиты, доступные непосредственному наблюдению, отмечаются в различных участках Малоамалатской впадины, где вскрыты верхние части разреза (истоки кл. Батыкиного, устье рч. Имы и кл. Булхена, междуречье ключей Булхена и Имы, западный берег оз. Гулинга).

Ввиду плохой обнаженности дать полную характеристику разреза отложений не представляется возможным. Вертикальным электроразведыванием (ВЭЗ) и магнитометрией было установлено, что нижнемеловые отложения в Малоамалатской впадине развиты на площади в 260 км². Мощност отложений, по данным ВЭЗ, колеблется от 100 до 600 м и в центральных частях впадины достигает 1200 м.

Сравнение разрезов Малоамалатской впадины, построенных по данным ВЭЗ, с разрезами Икатской впадины, полученными при буровых работах, определяет их близкое сходство и позволяет выделить в составе заинской свиты следующие литологические типы осадков: конгломераты, песчаники, алевролиты, мергели, битуминозные и глинистые сланцы.

Конгломераты — это буровато-коричневые плотные породы. Им свойственна псевдитовая структура. Цемент конгломератов представлен грубозернистым полимиктовым песчаником. Тип цемента контактовый и поровый. В состав обломочной части входят слюдистые микросланцы, кварциты, мраморизованные песчаные известняки, лейкократовые граниты, полевые шпаты, кварц. Среди обломков преобладают слюдистые микросланцы. В обломочной части цемента присутствуют те же ком-

поненты, что и в составе галек конгломератов. Степень сортировки гальки и окатанность ее плохая. Размеры галек колеблются от 1,5 до 5—6 см. Бурый оттенок породы определяется присутствием окислов железа в цементе.

Песчаники характеризуются серыми и светло-серыми тонами окраски и плотным сложением и представлены аркозовыми разностями. Структура песчаников псаммитовая и псаммито-алевролитовая. Текстура слонстая. Порода состоит из слабоокатанных зерен кварца, калиевого полевового шпата, плагиоклаза, листовчатых слюд, цементированных буровато-серым глинисто-карбонатно-железистым материалом. Степень сортировки обломочного материала плохая.

Алевролиты представляют собой серую плотную породу с растительными остатками. Им присуща алевропелитовая структура и слонстая текстура. Состав из зерен кварца, карбоната, калиевого полевового шпата, рудного минерала, листовчатой биотита и серицита.

Мергели — это серые, темно-серые плотные породы, иногда с полосчатой текстурой. Они обдают пелитовой структурой и состоят преимущественно из мелких зерен карбоната и бурых глинистых частиц. В качестве второстепенной примеси присутствуют угловатые зерна кварца и пегматизированного калиевого полевового шпата.

Углистые битуминозные сланцы имеют черную окраску, хорошо выраженную тонкую слонистость, содержат многочисленные остатки и отпечатки флоры. При горении сланцы выделяют густой черный дым с запахом керосина.

Нижнемеловой возраст описанных пород определяется по находкам фауны, флоры, а также подтверждается спорово-пыльцевыми анализами.

В песчаниках, аргиллитах, углистых сланцах описываемой свиты в низовьях рч. Багдарин А. М. Скарюкиным (1957 г.), а у оз. Гулинга и по рч. Име Балхановым В. В. (1957) была найдена следующая фауна: *Limnocyclus russilla* (Reis.), *Rhysa vitimensis* (Ratn.), *Ostracoda* и ряд других форм, характеризующих континентальный валаккин.

Кроме того, во многих пробах устанавливается богатый комплекс спор и пыльцы верхнеюрского и нижнемелового возраста. По заключению Г. Г. Мартинсона, возраст отложений заинской свиты можно датировать верхневалаккинским (допускается даже нижний готтерив) на основании находок фауны *Proboscoid vitimensis* Mart., *Syrrena wangsikhensis* Glab. и др.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Плиоцен

Чининская толща (N₃п). Толща представлена озерными отложениями, развитыми в береговых обрывах р. Чины и в ряде мест подсеченными буровыми скважинами.

Для данных отложений характерно распространение глинистых, листовых тонкопереставляющихся осадков, часто растительными остатками. Подчиненное значение имеют мало мощные прослои и линзочки песков, галечников. Породы имеют зеленою, серовато-зеленую и черную окраску, иногда наблюдаются желтые тона. Илы и глины содержат в небольшом количестве гальку пород различного состава: сланцев, известняков, гранитов, кварца, гематита и магнетита. Кроме того, содержится галька выветрелых пород и каолиноподобного вещества. Размеры галек от нескольких миллиметров до 8—10 см. Сортировка галек плохая. Отдельные горизонты серых глин обогатены древесной гранитом. Породы значительно угловатее. Обшая мощность отложений чининской толщи 100 м.

Наличие мелкообломочного листового материала, тонкой слоистости, большого количества растительных остатков, концентрации шпирта указывает на озерно-болотные условия осадконакопления. Развитие большого количества глинистых отложений, наличие выветрелой и каолинизированной гальки свидетельствуют о перетолжении коры выветривания, а сравнительно большая мощность отложений—о медленном погружении впадины.

Возраст описанных осадков Н. А. Багдывитиной (1955 г.) определяется верхнеэоценовым по комплексу спор и пыльцы: *Sphagnum* sp., *Licorodium* sp., *Filicoides*—*Aspidium* sp., *Pinus* aff. *nigra* и др.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел (Q₁)

Образования нижнечетвертичного возраста представлены трахибазальтами, их туфами и туфобрекчиями. Базальты распространены в южной части плато и приурочены к современным долинам Большого Амагата, Хойгота, к низовьям рек Магого и Большого Аутлей, к устьевой части рек Гулинта и Амагатаккая Има; имеются базальты также на водоразделе рек Хойгота—Магого Амагата.

Базальты образуют потоки лав в долинах рек и покровы на выровненных водораздельных пространствах. Заглатание базальтов ветоуду горизонтальное со слабым наклоном на юго-восток. Суммарная мощность покровов базальтов достигает 200 м. Туфы базальтов занимают наивысшие гипсометрические уровни. Излиния базальтовых лав относятся к вулканам трещинного и центрального типа. Подводящими каналами для них служили зоны разломов по окраинам крупных тектонических депрессий. В ряде мест (низовья рек Магого и Большого Аутлей, водораздел рек Магого Амагата и Аутлей, водораздел рек

Хойгота и Магого Амагата) сохранились туфовые, шлаковые конусы, отвечающие кратерным извержениям.

Трахибазальты подразделяются на мелкокристаллические и гиалобазальтовые разновидности. Макроскопически они представляют собой серые, темно-серые, буроватые плотные и пористые породы. Структура их порфировая с микродогеритовой и гиалопитовой основной массой. Пустоты гиалотрахибазальтов заполнены цеолитами и кальцитом. Главными породообразующими минералами являются: плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин; из акцессорных минералов встречаются рудный минерал и апатит. В стекловатых разновидностях базальтов в большом количестве содержится стекло с вкрапленниками и микролитами перенесенных минералов. Моноклинный пироксен представлен титанистым авгитом. По оливину развивается серпентин и идилингит, агрегат которых нередко полностью замещает зерна этого минерала. По химическому составу трахибазальты (А. А. Конев 1954—1956 г.) относятся к щелочным разновидностям, недосыщенным кремнеземом (см. табл. № 1, обр. 6).

Трахибазальты отнесены к нижнему отделу четвертичной системы на основании наблюдений М. А. Гладышева (1957 ф.), который установил перекрытие базальтами древнечетвертичных галечников в долине р. Хойгот. В последних был обнаружен постплиоценовый спорово-пыльцевой комплекс. Сами базальты в этом месте перекрыты аллювиальными отложениями верхнего отдела.

Средний и верхний отделы (Q₂₊₃)

Отложения среднего и верхнего отделов развиты по долине рек; на пологих водоразделах они заполняют озеровидные котловины.

Наибольшим развитием пользуются аллювиальные образования, которые наблюдаются по долинам рек Сиво, Сивоконда, Чины, Багдарина, Большого и Магого Амагата, и отложения коры выветривания. Во всех разрезах описываемых отложений наблюдается переслаивание галечников с глинами, реже песками. Мощность аллювиальных отложений среднего и верхнего отделов четвертичной системы достигает 45 м. Образование коры выветривания наблюдалось в западных карстовых воронках известняков тилмской свиты по кт. Гулинте. Представляет кора выветривания красной глиной.

Возраст характеризуемых отложений определяется на основании следующих фактов: они перекрывают верхнеэоценовые озерные отложения (р. Чина, р. Витимкан), в них при бурении (Демин, 1910 г.) были обнаружены кости *Rhinoceros* sp., а П. А. Кропоткин (1866 г.) находил бивни и зубы мамонта (р. Усой). Спорово-пыльцевые анализы этих отложений показывают распространение четвертичного комплекса спор и пыльцы, отличного от современного облика растительности.

Современный отдел (Q₄)

Отложения современного отдела представлены аллювиальными галечниками, песками и глинами, делювиальными и эоловыми выветриваниями. Аллювиальные отложения имеют различную мощность, которая варьирует в пределах от 3 до 30 м. Голоценовый возраст отложений определяется по составу спор и пыльцы, по находкам голоценовой фауны *Dicotyles antiquitatis* Blum.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования занимают половину площади листа N-49-XVIII. Среди них преобладают породы кислого ряда с их жильными производными. Основные и ультраосновные породы не имеют широкого площадного распространения. Интрузивные образования объединены в следующие интрузивные комплексы: муйский, икатский, баргузинский, атарханский, витимканский, средне-, верхнепалеозойский, палеозойский, куналейский, гуджирский, мезозойский.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Муйский комплекс (γPt₃s)

Муйский комплекс на территории листа включает очковые ортогнейсы и гнейсо-граниты третьей интрузивной фазы. Онилагают вытянутые тела, пространственно тяготеющие к талалайской свите нижнего протерозоя и полностью повторяют структурные особенности ее. Это типичные синорогенные интрузивы. Наиболее крупные массивы очковых ортогнейсов и гнейсо-гранитов площадью до 48 км² наблюдаются на водоразделе рек Хойгота, Салбули, на левом водоразделе рч. Байсы, на водораздельном пространстве между Малым Амалатом и Ма-ректором. Протяженность интрузивных тел превышает ширину их в 4—5 раз. Кроме того, наблюдается большее число мелких массивов.

Интрузивы муйского комплекса прорываются телами верхнепротерозойского габбро (рч. Байса) и палеозойскими гранитоидами (по кл. Таланга, рч. Салбули). Гранито-гнейсы ниже него протерозоя присутствуют в гальке нижнепалеозойских конгломератов точерской свиты.

Очковые ортогнейсы и гнейсо-граниты представлены собой желтовато-серые, розовые, гнейсовидные, средне- и мелкозернистые породы с очковой текстурой. В центральных частях массивов наблюдаются массивные текстуры и равномернозернистые структуры. Под микроскопом для них свойственны биастокатаклатические, цементные и биастомило-

нитовые структуры. Протокатаклатические структуры, выраженные в «послойном» распределении полевых шпатов, в грануляции и ориентированном расположении кварца, как правило загущиваются наложенными процессами катаклаза и милонитизации. Минеральный состав гнейсов и гнейсо-гранитов: пелитизированный и альбитизированный микроклин, серицитизированные и эпидитизированные плагиоклазы, кварц, биотит и иногда щелочной амфибол (рибекит). К скоплениям темноцветных компонентов приурочена концентрация зерен орпита, циркона, сфена, редко рудного минерала и апатита.

Вторичные процессы описываемой группы гранитоидов выражены в пелитизации и альбитизации микроклина, эпидитизации и серицитизации плагиоклазов, хлоритизации биотита, в замещении рудного минерала сфеном и лейкоксеном.

Характерной особенностью гранитов муйского комплекса, развитых в описываемом районе, является повсеместное распространение очковых и гнейсовидных текстур и катаклаза, однообразия химического и петрографического состава пород, отсутствие фациальных разновидностей, содержание сравнительно большого количества акцессорных минералов.

Во вмещающих породах, в экзоконтактовом ореоле массивов описанных гранитов, наблюдаются инъекционные гнейсы и прорудки калиевого метасоматоза. В связи с этим между гранитами и вмещающими породами имеет место постепенный переход.

Жилыные производные гранитоидов муйского комплекса на площади листа не известны.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Икатский интрузивный комплекс (ωPt₃ik)

Магматические образования икатского комплекса широко распространены в пределах южной части изученной территории, где онилагают небольшие массивы размером от 1 до 30 км². Форма интрузивных тел обычно изометричная, иногда они вытянуты в северо-восточном направлении согласно с простиранием вмещающих пород.

Среди пород икатского комплекса различаются: ортоамфиболиты, габбро, габбро-диориты, лейкократовое и ольвиновое габбро.

Ортоамфиболиты среди других разновидностей наиболее распространены. Они представляют собой крупно-, средне- и мелкозернистые породы темно-зеленого и зеленоватосерого цвета. Текстура ортоамфиболитов массивная, реже сланцеватая. Структура их нематобластовая, пойкилобластовая, гранонематобластовая. Иногда встречаются реликты габбровой и диабазовой структур. В состав ортоамфиболитов входят: роговая обманка (30—90%), плагиоклаз — лабрадор

Автометаморфические процессы в гранитоидах баргузинского комплекса проявились в образовании пертитовых выделений альбита в микроклине, метасоматическом замещении плагиоклаза микроклином, хлоритизации биотита, серицитизации плагриоклаза.

В гранитоидах баргузинского комплекса ясно выражены гнейсовидность пород и трещины отдельности. Гнейсовидность обычно повторяет контуры массивов. Она имеет различные направления падения (от центра массива к периферии и обратное); углы падения 30—70°. Трещины отдельности имеют преимущественно северо-восточное простирание, реже северо-западное.

Контактовые воздействия гранитоидов на вмещающие породы в зависимости от их состава выражаются по-разному: породы высокометаморфизованной тагалинской свиты обычно хлоритизированы, амфиболизированы, карбонатные породы хойтогодой свиты скарированы. Эндоконтактовые изменения гранитоидов баргузинского комплекса проявлены не повсеместно. Там где они имеются, наблюдается образование гибридных пород диоритового и гранодиоритового состава.

Жилы произвольные гранитов баргузинского комплекса представлены алитами, перматитами, кварцевыми жилами. Они располагаются во вмещающих породах вблизи массивов и непосредственно в пределах последних. В последнем случае они имеют гнейсовидный облик.

Аллиты — это мелкозернистые лейкократовые породы массивной текстуры. Структура их аллитовая, реже гранулитовая. В состав их входят микроклин и кварц. Второстепенной примесью являются плагиоклаз и биотит.

Описанные гранитоиды прорывают различные породы нижнего и верхнего протерозоя и в свою очередь рвутся палеозойскими гранитоидами витимканского комплекса.

В базальных конгломератах бурундинской свиты по р. Большому Амалату, в 17 км выше устья р. Хойтога, отмечается большое количество гальки и валунов разгнейсованных биотитовых гранитов и гранодиоритов баргузинского комплекса.

РАННЕПАЛЕОЗОИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ

Атарханский комплекс (ФРZ_{1d1}?)

Породы, условно относимые к атарханскому комплексу, разбиты ограниченно, стаяя центральную часть хр. Шаман (возрадаем рек Усоя и Багдарина). Шаманский массив представляется собой интрузивное тело, согласное с северо-восточным простиранием вмещающих пород. Длина его 18 км, ширина варьирует в пределах от 0,5 до 2 км. Северо-западный контакт Шаманского интрузива прямолнейный крутой, юго-восточ-

ный — более пологий и извилистый. Наличие разобленных выгнутых в одном направлении выходов основных пород на водоразделе кл. Большого Киро и кл. Амандака, кл. Ауника и рч. Гуллинги свидетельствует о погружении массива на юго-запад.

Для Шаманского массива характерна дифференциация, в результате которой образуются кварцевые диориты, диориты, реже габбро-диориты, габбро, гранодиориты. Между перечисленными разновидностями пород существуют постепенные переходы.

Диориты и кварцевые диориты — это крупно- и среднезернистые породы серого, зеленовато-серого цвета. Для них характерны гнейсовидная текстура и катакlastическая структура; часто наблюдаются гипидноморфнозернистая структура. Минеральный состав описываемых пород: плагиоклаз (андезин), роговая обманка, реже биотит, кварц (для кварцевых разновидностей). Акцессорные минералы: фен и апатит. Вторичные процессы в диоритах и кварцевых диоритах протекали весьма интенсивно и дали большое количество продлгов разложения — серпикита, цонзита, эпидота, кальцита, хлорита и гидроксидов железа.

Гранодиориты отличаются от вышеописанных пород светлой окраской и появлением в их составе кварца и калиевого полевого шпата.

Габбро-диориты макроскопически представляют собой среднезернистые темно-зеленые породы гнейсовидной текстуры. Под микроскопом обнаруживаются габбровую, гипидноморфнозернистую и катакlastическую структуру. В состав их входят: плагиоклаз (андезин-лабрадор), моноклиновый пироксен, роговая обманка, изредка кварц. Вторичные изменения выразились в серпикитизации, альбитизации, сосюритизации, пелитизации и кальцитизации. По пироксенам развиваются вторичная роговая обманка, эпидот и гидроксиды железа.

В юго-западной части Шаманского массива средин поля диоритов и габбро-диоритов в контакте с вмещающей точерской свитой развиты серпентинизированные карбонат-гальковые и фуксит-карбонатные породы. Генезис исходных пород не ясен; возможно, это переработанные основные породы или же измешанные осадочные образования.

Особенностью основных пород Шаманского массива является сильная степень тектонической переработки и наличие эпигетических изменений первичных минералов.

Контактовые воздействия расматриваемой интрузии на вмещающие породы значительны и проявились в амфиболизации, эпидотизации и хлоритизации.

Эруптивные контакты с точерской свитой нижнего кембрия определяют нижнюю возрастную границу атарханской интрузии диоритов. Верхняя возрастная граница устанавливается

многочисленными фактами прорывания диоритов жильными пронзводными витимканского интрузивного комплекса и дайковыми образованиями мезозойского возраста.

Витимканский комплекс

Первая фаза (Pz_1^{1st})

Среди магматических проявлений нижнего палеозоя наиболее широко развиты гранитоиды первой фазы витимканского комплекса. Они слгают ряд сравнительно крупных интрузивных массивов, площадь которых колеблется от 110 до 730 км². Все массивы имеют в основном изометричную форму, только в отдельных из них (Карском, Большеамалатском, Долганском) намечается незначительное удлинение в северо-восточном направлении. Внутри массивов отмечается большее разнообразие пород.

Граниты, наиболее широко развитые среди пород фазы, характеризуются светло-серыми, розовато-серыми, желтоватыми, иногда красными тонами окраски. Текстура их массивная, в местах тектонических нарушений гнейсовидная. В краевых частях массивов распространены порфиroidные разновидности гранитов.

Граниты имеют гранитовую, иногда аллотриоморфнозернистую структуру; значительно реже наблюдается катакластическая структура. В порфиroidных разновидностях гранитов розоватые и розовато-серые крупные кристаллами розоватого или розовато-серого микроклина. Размеры последних варьируют от 1 до 7 см. Главными породообразующими минералами основной массы порфиroidных и равнозернистых разновидностей гранитов являются: микроклин, плагиоклазы (альбит-олигоклаз), кварц, биотит и роговая обманка. Акцессорные минералы: рудный минерал, апатит, сфен и циркон.

Характерной чертой минерального состава нижепалеозойских гранитов является преобладание микроклина (40%) над плагиоклазом (20%). Вторичные минералы представлены: пеллитом, альбитом, серпигитом, эпидотом, хлоритом, мусковитом. По содержанию темнопетельных компонентов описываемые граниты подразделяются на биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности.

Лейкократовые граниты с темным кварцем (мордон-граниты) развиты в Маректинском массиве, на водоразделе р. Иннокан и кл. Точеро, в истоках рек Огари и Иннокан. Макроскопически они хорошо отличимы от других разновидностей гранитоидов розовым и мясо-красным цветом. Им видны кварцем, отсутствием темнопетельных минералов. Им присущи аллотриоморфнозернистая структура, резкое преобладание микроклина (60%) над плагиоклазом (10%) и ничтож-

ное присутствие биотита (0,5—1,5%). Описываемые граниты по химическому составу соответствуют алкситам (табл. 1, образцы 1, 2).

Таблица 1

Химический состав изверженных пород Чинда-Амалатского междуречья

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	70,56	0,28	14,12	0,74	2,38	0,04	0,20	1,36	1,24	8,81
2	76,69	—	13,34	0,95	0,67	0,01	0,36	1,55	2,89	5,75
3	64,80	0,39	16,76	2,59	2,69	0,06	2,43	4,07	2,80	4,12
4	59,48	0,22	18,00	2,84	4,02	0,05	3,75	5,49	2,88	2,76
5	63,22	0,15	19,84	2,60	1,52	0,06	1,40	2,71	2,37	4,77
6	44,35	1,25	14,81	2,50	9,87	0,2	0,09	8,62	3,91	2,79

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ образца	S	a	c	b	q	n	a'	m'	f	e'
1	79,8	15,2	1,6	3,2	27,8	12,9	6,2	10,4	83,3	—
2	82,3	13,9	1,4	2,2	35,5	43	81,1	23,1	6	—
3	73,6	12,1	4,8	9,4	18,3	50,5	—	43,4	500	—
4	69,8	10,5	6,7	13,3	11,1	60,9	—	48,7	46,9	—
5	71,12	11,9	13,8	3,2	4,3	56,9	43	15,2	—	—
6	50,6	12,4	3,6	33,4	27	67,7	—	45,2	34,5	20,2

1—4 — витимканский интрузивный комплекс: 1 — лейкократовый гранит, р. Маректа, 2 — лейкократовый гранит, р. Иннокан, 3 — кварцевый диорит, р. Малый Амадат, 4 — гранодиорит, кл. Бомбандо; 5—6 — кундальский комплекс: 5 — щелочной сиенит, р. Усон. Базальты: 6 — грахнбазальт, кл. Аутгей.

Мелкозернистые граниты являются приконтактовой фацией Долганского массива гранитов. Они узкой полосой окаймляют порфиroidные и среднезернистые граниты. Мощность этой приконтактовой зоны не превышает 0,5 км.

Мелкозернистые граниты отличаются беловатой, желтоватой, светло-серой окраской. Структура аллотриоморфнозернистая. Минеральный состав гранитов: микроклин (20%), плагиоклаз (40%), кварц (30%), мусковит (5%).

Особенностью этих гранитов является присутствие в них рассеянной легкой вкрапленности молниенита в виде звездочек диаметром от 0,5 до 2 мм. По трещинкам и в контактах кварцевых прожилков отмечается незначительная грейзензация пород.

Гранодиориты и кварцевые диориты (70) обладают серой и темно-серой окраской. Структура пиндломорфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз-

андезин) до 50%, калиевый полевой шпат, биотит, роговая обманка, иногда кварц. Акцессорные минералы: сфен, рудный минерал, реже апатит, ортит и циркон.

Вторичные процессы выразились в значительной альбитизации, пелитизации и серцитизации плагиоклазов, в образовании пелита по микроклину, хлорита и гидроксидов железа по темноцветным компонентам.

Согласно данным химических анализов, отчетливо устанавливается увеличение общей основности этих пород при приближении к контакту с вмещающими породами за счет повышения содержания СаО. В отношении щелочей намечается изменение в сторону большего количества натрия. Последнее определяется развитием процесса альбитизации. По химическому составу породы соответствуют преимущественно кварцевым диоритам (табл. 1, образцы 3, 4).

Граносениты и сиениты (г^т) слатают краевые части Большемаляцкого, Карского и Маректинского массивов (источники ключей Таланга, Гулинга, Гулхен, Тадали). Для них характерны розовато-серая, розовая окраска, крупнокристаллическое сложение и гипидиоморфнозернистая структура. В состав их входят: калиевый полевой шпат (микропертит) 50—70%, плагиоклаз, биотит, роговая обманка и кварц (последний в граносенитах составляет до 20% объема породы). Акцессорные минералы: циркон, апатит, ортит и сфен. Вторичные процессы сводятся к альбитизации, пелитизации калиевых полевых шпатов, к хлоритизации и эпидотизации биотита и роговой обманки.

Экзоконтактовой разновидностью гранитоидов первой фазы являются банатиты и монцититы, развитые по северо-восточной окраине Огаринского массива.

Банатит представляет собой крупнопорфировидную породу серого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Минеральный состав следующий: плагиоклаз, микроклин, роговая обманка, моноклиновый пироксен, биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и магнетитом; вторичные — хлоритом, эпидотом, цонангом, серцитом.

Монцититы имеют ограниченное распространение в экзоконтактовой части Огаринского массива, к северу от прииска Троицкого. Макроскопически они представляют мелко- и среднезернистую массивную породу серого цвета с фиолетовым оттенком. Иногда наблюдаются порфировидные разности. Структура породы монцититовая. Минеральный состав: зональный плагиоклаз (лабрадор — андезин), диопсид, гиперстен, роговая обманка, биотит. Плагиоклаз замещается калиевым полевым шпатом. В значительном количестве присутствует кварц. К акцессорным минералам относятся: магнетит, апатит и сфен. Из вторичных процессов наблюдаются сильная сосюртитиза-

ция плагиоклазов, эпидотизация и хлоритизация роговой обманки и биотита.

Описанные породы являются продуктами полной переработки ранее существовавших габбро на контакте с гранитами витимканского комплекса.

Особенностью гранитоидов первой фазы является большое разнообразие петрографических разновидностей пород, что определяется ассимиляцией пород кровли и глубинной дифференциацией магмы, и широко развитые массивные текстуры. Гнейсовидность пород наблюдается лишь в местах тектонических нарушений.

Из элементов прототектоники в гранитоидах наибольшим распространением пользуются трещинны отделы. Изредка отмечались: трахитоидность порфировидных вкрапленников микроклина, ориентированное расположение темноцветных минералов, шпировых выделений в виде темных полосок и ленточек. Из трещин отделенности нижнепалеозойских гранитоидов подмечается две взаимноперпендикулярных системы: северо-восточная (40—60°) и северо-западная (310—320°).

Автометаморфические процессы в описываемой группе пород выразились в сильной альбитизации плагиоклазов, образовании мirmekитовых сростков кварца на стыках зерен микроклина и плагиоклаза, в образовании пергита по микроклину, хлоритизации и эпидотизации темноцветных компонентов.

Контактовые воздействия интрузий гранитоидов первой фазы пород кровли проявляются различно. Там, где породы кровли представлены высокометаморфизованными образованиями нижнего протерозоя, изменения их почти не улавливаются. В карбонатных породах нижнего протерозоя в контактах с нижнепалеозойскими гранитоидами иногда возникают скарны и скарноидные породы, состоящие из моноклинового пироксена, эпидота, карбоната, скаполита, граната, плагиоклаза, везувиана. В участках распространения верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений контактовые изменения проявились весьма отчетливо. Мощность контактовых ореолов варьирует в пределах от 300 до 100 м. В случае полного падения контактов плутона ширина ореола достигает 2000 м. В зависимости от состава исходных пород образуются различные производные контактового метаморфизма. Известковыпесчаники бурундинской свиты нижнего кембрия (водораздел рек Малого Ауглея и Иннокана) превращены в скарны. Карбонатная тилмская свита на контакте с гранитами обычно мраморизована и тремолитизирована. Песчано-сланцевые свиты (точерская и яшинская) на контакте с гранитами преобразуются в роговики и кордьеритовые, андадуэнтские узлоблатые сланцы. Основные породы древнего магматического цикла в контактовых зонах часто амфиболитизированы, хлоритизированы, а в случаях перепадения превращены в монцититы.

Жильные производные гранитоидов первой фазы представляют лампрофирмы, среди которых могут оказаться дайки более молодого, мезозойского возраста. Все жильные дайкиты располагаются непосредственно в поле развития гранитоидов или во вмещающих породах вблизи массивов.

Среди лампрофиров (LPr_1) различаются спессартиты, керсантиты, диоритовые порфириты, жильные породы минетокерсантитового ряда. Все перечисленные разновидности слабая дайковые тела на водоразделе ключей Сиво и Сивокон, р. Большого Амата и кл. Бомбандо и в ряде других мест. Протяженность даек достигает 200 м, при мощности их 4 м. Падение даек обычно крутое, почти вертикальное. Дайковые породы характеризуются темно-зеленой, иногда почти черной окраской, плотным сложением.

Вторая фаза (rPr_1r_2)

Указанные граниты образуют небольшие изометричные или слегка вытянутые штокообразные тела и дайки. Распространена данная группа пород в пределах Маректинского и Отаринского массивов и в юго-восточной части площади листа. Размеры гранитных штоков не превышают 5 км². Мощность даек колеблется от сантиметров до 10—20 м. Обычно выходы гранитных тел пространственно тяготеют к ослабленным зонам. Описываемые граниты относятся к заключительным этапам нижнепалеозойского магматического цикла. По внешнему виду и минерально-структурным особенностям они подразделяются на ряд разновидностей.

Лейкократовые граниты с белым кварцем характерны бледно-розовой окраской, отсутствием темновеселых теризулов, среднезернистым сложением, наличием светло-минералов, среднезернистым сложением, наличием светло-серого, голубоватого и белого халедоновоидного кварца. Структура пород аллотриоморфнозернистая. В гранитах наблюдается незначительное преобладание микроклина над плагиоклазами. Вторичные изменения выражены слабо и проявились в развитии пегматит по микроклину, серицита по плагиоклазу и мусковита по биотиту. Акцессорными компонентами граниты бедны (сфен и рудный минерал).

Двуствоячные граниты имеют среднезернистую структуру, отличаются от других пород желтоватой и сероватой окраской. Текстура массивная, иногда гнейсовидная. В гранитах установлено повышенное содержание биотита и мусковита. Жильными производными лейкократовых гранитов являются аплиты и пегматиты. Жилы аплитов развиты в основном в пределах массивов материнских пород.

Пегматиты (ρ) распространены в породах кровли, образуя довольно крупные поля в юго-восточной части площади листа.

Аплиты — это мелкозернистые лейкократовые породы с массивной текстурой. Структура их аплитовая, гранулитовая. В зонах разломов в аплитах выявляется цементная структура, иногда катакlastическая. Главным минералом аплитов является микроклин и в меньших количествах содержатся кварц, плагиоклазы и чешуйки биотита.

Возраст гранитоидов витимканского комплекса определяется авторами как нижнепалеозойский на основании зрелых контактов их с отложениями суванихинской, тилимской, якутинской свит верхнего протерозоя и точерской, буриндинской свит нижнего палеозоя. Верхняя возрастная граница этих интрузий, по-видимому, не поднимается выше среднего кембрия. Основанием для такого заключения послужили следующие факты: отсутствие контактового метаморфизма в породах багдаринской свиты и трансгрессивного налегания последней на граниты витимканского комплекса. Последний факт установлен севернее площади листа, в районе Тагой-Усойского водораздела, М. М. Тамбовцевым (1957 г.).

СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ (?) ИНТРУЗИИ ($\text{rPr}_2\text{-r}_3$)

Породы этого возраста развиты исключительно среди отложений багдаринской свиты кембрия, на водоразделе ключей Амалдака и Короткого. Амалдакский шток гранитов и гранодиоритов имеет изометричную форму площадью 5 км². Этот шток сложен среднезернистыми гранодиоритами, биотитовыми, биотит-роговообманковыми гранитами.

Для этих пород характерно равномерное строение, иногда наблюдаются порфировидные разности, приуроченные к краевым частям штока. Цвет пород серый, розовато-серый. Структура гранитовая. Минеральный состав: микроклин (45%), плагиоклаз (20—30%), кварц (20—25%), биотит и роговая обманка (иногда до 10%). Акцессорные минералы: апатит, сфен и рудный минерал. Вторичные изменения выражены в пегматизации микроклина, слабой серицитизации плагиоклаза, хлоритизации биотита и роговой обманки.

Граниты и гранодиориты в породах багдаринской свиты вызвали образование роговиков и узловатых сланцев.

Средне-верхнепалеозойский возраст описанным породам дан условно на основании сопоставления их с интрузивными породами юго-восточного Забайкалья, где подобные граниты относятся к средне-верхнепалеозойскому возрасту.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ (PrPr_2)

Этот комплекс включает в себя дайковые породы основного состава: диабазы, диабазовые порфириты, тералитовые диабазы.

Диабазы и диабазовые порфириты образуют дайки, ориентированные в северо-восточном направлении. Тералитовые диабазы были отмечены в свалах вблизи прииска Троицкого.

Диабазы и диабазовые порфириты — это плотные, массивные породы темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Структура диабазов blastoofитовая, офитовая, диабазовая. Диабазовые порфириты характеризуются порфировой структурой с офитовой основной массой. Вкрапленники в диабазовых порфиритах представлены пироксеном, плагиоклазом, иногда оливином. В целом минеральный состав тех и других пород одинаков. Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (50—70%), пироксеном (20—30%), в некоторых разностях оливином (10%). Второстепенными примесями являются биотит, роговая обманка и редко кварц. Акцессорные минералы: сфен, апатит и рудный минерал. В породах наблюдается слабая альбитизация, интенсивная сосуритизация и карбонатизация плагиоклазов, хлоритизация, биотитизация и амфиболизация пироксенов, серпентинизация оливина.

Тералитовые диабазы (χ_3) представляют собой черную мелкозернистую породу, состоящую из баркевикита, основного плагиоклаза, титанавгита, биотита, оливина, анальсима, нефелина, магнетита, ильменита, апатита. Из вторичных минералов развиты: хлорит, серпентин, кальцит.

Отнесение описанной группы пород к палеозойскому возрасту условно и основано только на фактах прорывания ими пород витимканского комплекса второй фазы.

ТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Куналейский комплекс (εТкп)

К данному комплексу отнесены граносиениты, кварцевые сиениты, нефелиновые, эгирин-авгитовые сиениты.

Граносиениты и кварцевые сиениты (χ_4) наблюдаются в виде штока на водоразделе ключей Короткого и Большого Киро и в виде даек по ключам Короткому и Конгоде.

Внешне граносиениты и кварцевые сиениты представляют желтого-розовые, розовые средние и мелкозернистые породы. Структура их гипидноморфнозернистая, в зонах тектонических нарушений катакlastическая. Главными породообразующими минералами являются: микропертит (50—60%), плагиоклаз (15—20%), кварц (10—15%), роговая обманка; акцессорные минералы — сфен, апатит, рудный. Процессы вторичного изменения минералов развиты широко и проявились в образовании альбита, эпидота, пелита, хлорита и гидроксидов железа. Эпигенетические процессы сводятся к окварцеванию, флюоритизации и судьбидизации пород.

Эгирин-авгитовые и нефелиновые сиениты (χ_5 , ε) развиты в верховьях р. Усой, на водоразделах рек Чина — Усой, Багларин — Конгода, слагая небольшие штоки. Максимальные размеры их достигают 10 км².

Шток шелочных сиенитов по р. Усой имеет зональное строение; в центральной части его залегают нефелиновые сиениты, к периферии приурочены эгирин-авгитовые сиениты с гранатом и корундом. Переходы между ними постепенные.

К. П. Калинин (1942Ф) обнаружил в шелочных сиенитах трахитоидную и полочную текстуру. Эти элементы прототектоники совпадают с контурами массива и ориентированы от центра интрузивного тела к периферии под углами 30—65°.

Макроскопически шелочные сиениты имеют различную окраску: серую, темно-серую, розовато-серую, розовую с фиолетовым оттенком. Нефелиновые разности характеризуются основной поверхностью. Текстура массивная, трахитоидная. Наблюдаются равномернозернистые и порфировидные разности сиенитов. Последние во вкрапленниках содержат микроклин. Особенности сиенитов является наличие четких выделений округлых зерен черного граната (размером до 6 мм), бурого сфена в виде клиновидных зерен (размером до 3 мм) и ксеноморфных зернышек фиолетового флюорита. Под микроскопом обнаруживается порфировидная структура пород с гипидноморфнозернистой основной массой. Минеральный состав: калиевый полевой шпат, микропертит, нефелин (до 20%), плагиоклаз, эгирин-авгит, эгирин, гранат и биотит. В эгирин-авгитовых разностях иногда содержится кварц (2%). Среди акцессорных компонентов преобладает корунд и сфен; в меньшем количестве присутствуют рудный минерал, апатит и флюорит, редко рутил.

Вторичные изменения отдельных минералов проявились по-разному: калиевый полевой шпат слабо пегитизирован, в то время как нефелин почти полностью замещается цеолитами, иногда канкринитом. Темноцветные минералы слабо эпидотизированы.

Данные химического анализа эгирин-авгитовых сиенитов (табл. 1, обр. 5) свидетельствуют о довольно необычном минеральном составе, что выражается в обилии глинозема, предельного корундом, и перитового полевого шпата.

Высокое содержание корунда, возможно, указывает на процессы ассимиляции пород кровли шелочной магмы.

Жидкие производные шелочного комплекса представлены альбититами, бостонитами, везегитами, сиенит-порфирами. Все они простраиваются в виде даек в массивах шелочных пород или размещаются во вмещающих породах вблизи массивов. Мощность даек незначительная, не превышает 1,5 м, протяженность их определяется десятками метров.

Альбититы (ст) — это мелкозернистые породы светло-желтого и белого цвета, массивного сложения. Структура преимущественно кристаллическая. Главным породообразующим минералом является альбит (до 80% объема породы). В меньшем количестве присутствуют: кварц, рудный минерал, хлорит, циркон (иногда до 10%). Очень часто альбититы сильно сульфидизированы (Амандакское месторождение).

Вогезиты (ст) имеют серую, зеленовато-серую окраску, мелкозернистое строение. Иногда в породах отмечаются минералы пустоты, выполненные хлоритом и кальцитом. Структура вогезитов полнокристаллическая порфировая с микропризматической основной массой. Минеральный состав: роговая обманка (30—40%), образующая вкрапленники и основную массу, калиевые полевые шпаты (50%) и реже кварц. Акцессорные минералы: апатит, рудный минерал и сфен. Из вторичных минералов обильны: пелит, хлорит, эпидот и альбит.

Бостониты (ст) — обычно тонкозернистые, порой трахитовидные породы желтовато-серого, беловатого цвета. Структура трахитовая и панидоморфнозернистая с характерными зубчатыми очертаниями минералов. Сложены бостониты микропертитом. В промежуточных между призматическими индийскими калиевых полевых шпатов иногда располагаются ксеноморфные зерна кварца и рудного минерала.

На Амандакском месторождении бостониты сильно окварцованы. Совместно с кварцем здесь присутствуют флюорит и циркон. Рудный минерал представлен довольно крупными (до 5 мм) зернами ильменорутита.

Сиенит-порфиры (ст) — это мелкозернистые, порфиroidные породы светло-серого, желтовато-бурого цвета с фиолетовым оттенком. Под микроскопом они обнаруживают полнокристаллическую порфировую структуру с аллотриоморфнозернистой основной массой. В состав породы входят: калиевый полевой шпат — микропертит (45—55%), плагиоклаз — альбит (до 10%), диопсид, очень редко кварц. Акцессорные компоненты представлены сфеном, апатитом, цирконом и рудным минералом. Наблюдаются процессы альбитизации и пелитизации калиевых полевых шпатов, хлоритизации, биотитизации и амфиболизации пироксенов.

Отнесение описанных пород к куналейскому интрузивному комплексу мезозойского возраста определяется следующими фактами:

- 1) штоки щелочных сиенитов прорывают и метаморфизируют отложения багдаринской свиты кембрия;
- 2) описанные малые интрузии и их жильные производные размещаются по разломам или ослабленным зонам вблизи разломов, связанных с мезозойским тектогенезом;
- 3) в бассейне р. Уды Ю. В. Комаровым (1958—1959) наблюдались многочисленные факты прорывания эффузивных

пород цаган-хунтэйской свиты щелочными гранитами, сиенит-порфирами и другими породами, близкими или аналогичными описанным;

4) в юго-западном Забайкалье малые интрузии щелочных гранитов и сиенитов, выделяемые в куналейский комплекс, прорывают триасовую эффузивную толщу — цаган-хунтэйскую и тамирскую свиты (Налетов, 1957). Кроме того, щелочные сиениты рвутся дайками и небольшими штоками кварцевых порфиров, гранит-порфиров гуджирского комплекса.

ТРИАСОВО-ЮРСКИЕ ИНТРУЗИИ

Гуджирский комплекс нераздвоенный (ст — Jgd)

В этот комплекс объединены штоки и дайки гранит-порфиров, лейкократовых гранитов, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров.

Основной особенностью размещения малых интрузивных массивов является локализация их в пределах ослабленных зон. Эта закономерность четко отмечается на Багдарин-Чининском водоразделе, где серин различных даек и штоков образуют крупный дайковый пояс северо-восточного простирания. Ширина дайкового пояса на площади листа достигает 16 км, длина 34 км. Пояс прослеживается и далее на северо-восток. Концентрация дайковых тел на отдельных участках пояса весьма велика. Так, на участке Верхне-Амандакского месторождения на площади в 2 км² насчитывается два штока размером 300×250 м² и 300×100 м² и 42 дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров, фельзит-порфиров. Дайки имеют преимущественно северо-восточное простирание.

Штоки гранит-порфиров, так же как и дайки, приурочены к линейно вытянутым зонам, в которых тела размещаются с небольшими интервалами друг от друга (месторождение Перевальное, Огарь). Размеры штоков колеблются в пределах от 100×200 м² до 300×400 м². Строение их зональное, а форма несколько вытянутая. Центральные части сложены средние и крупнозернистыми гранит-порфирами, краевые части — кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами. Дайки имеют однородное строение, но иногда в крупных дайках подмечается зональность. Мощность их варьирует от 1 до 40 м, протяженность достигает 3 км.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры — это средние и мелкозернистые породы желтоватого, розоватого, светло-серого цвета с голубоватым оттенком. Структура их порфиroidная с микрографической, реже микроплагитовой основной массой. Кварцевые порфиры имеют порфировую структуру со сферолитовой основной массой. Минеральный состав:

калевый полевой шпат (55%), кварц (35%) и альбит; редко встречаются чешуйки биотита и мусковита. Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон и рудный минерал.

Весьма часто наблюдаются явления грейзенизации гранит-порфира и кварцевых порфира, с которыми связана молибденовая и флюоритовая минерализация.

Фельзит-порфиры наблюдаются совместно с кварцевыми порфирами; они имеют тот же минеральный состав, отличаются только порфировой структурой с фельзитовой основной массой.

Аплит-порфиры и аплиты находятся в тесных взаимоотношениях с гранит-порфирами и отличаются от последних только структурными особенностями.

Дейкократовые граниты образуют небольшие штоки и дайки. Внешне имеют розовато-серую и светло-серую окраску. Структура микрогранитовая. В состав их входят кварц, калиевый полевой шпат, плагиооклаз.

Весьма характерной особенностью малых интрузив гуджирского комплекса является их частая грейзенизация, штоковая иссеченность кварцевыми прожилками, несущими молибденовую и вольфрамную минерализацию (Перевальное и Долганское месторождения).

Описанный комплекс интрузивных пород, как считают авторы, по петрографическому составу, химизму и металлогению весьма сходен с гуджирским комплексом малых интрузив, развитых в юго-западном Забайкалье (Налетов, 1957).

Описанная группа пород прорывает все осадочные и изверженные образования исследованной территории, включая багдаринскую, цаган-хунтейскую свиты и щелочные породы кундалейского интрузивного комплекса.

МЕЗОЗОИКСКИЕ (?) ИНТРУЗИИ

К этому комплексу отнесены ультращелочные породы габброидного ряда: уртиты, тералиты, ийолиты.

Ийолиты и тералиты (εMz) слагают раздифференцированные дайки. Это обычно крупно- и среднезернистые порфированные дайки. Это обычно крупно- и подосчатой текстурой породы, характеризующиеся массивной и подосчатой текстурой и оспенной поверхностью. Они имеют темно-серый, зеленоватосерый, иногда почти черный цвет. Структура гипидноморфносернистая. Минеральный состав ийолитов: нефелин (30—35%) и титанавит (40—45%). Содержание нефелина до 70%, а пироксена до 30% объема породы соответственно уртитам. В тералитах, кроме нефелина и пироксена, в качестве породообразующего минерала присутствует лабрадор. Из всех перечисленных разновидностей преобладают ийолиты. Акцессорными компонентами для указанных пород являются: сфен, апатит, рудный минерал, гранат.

Вторичные изменения выразились в образовании готовой обманки по пироксену, канкринита по нефелину, соссорита по плагиоклазу.

Среди шпировых выделений в ийолитах отмечаются мельчайшие участки, сложенные титанавитом (до 70%). Кроме того, очень часто наблюдаются гнезда бурого граната и белого альбита. Мезозойский возраст описанным породам дан условно.

ТЕКТОНИКА

Площадь листа N-49-XVIII согласно последней тектонической схемы, составленной Л. И. Саломом (1958 г.), входит в Верхневитимскую зону каледонской складчатости. На Чин-Амгальское междуречье выделяется четыре самостоятельных структурных яруса: нижнепротерозойский, верхнепротерозойский, нижнепалеозойский и мезозойско-кайнозойский.

Нижнепротерозойский структурный ярус

Нижнепротерозойские структуры, развитые на юго-востоке склона водораздела рек Большого Амгала и Малого Амгала, имеют отчетливое северо-восточное простирание. Общее северо-восточное простирание складчатости подчеркивается распространением пород высокометаморфизованной талалинской свиты с горизонтами мраморов. Вместе с тем, в отдельных местах (рч. Байса, рч. Салбули) наблюдается изменение простираний складок до северо-западного и широтного. Внутренняя тектоника выделенного структурного яруса характеризуется развитием крупных синклинальных и антиклинальных складок. Крупная антиклинальная складка, сложенная породами свиты, протягивается через юго-восточную часть площади от рч. Хойгота до р. Малый Амгаль. Кроме того, породы этой свиты выходят в ядре антиклинальной складки, развитой в крайней северо-западной части площади листа (водораздел кп. Каменки и р. Чины). Шарниры складок в целом ориентированы на северо-восток (50°). В поперечных разрезах складки имеют симметричное строение. Углы падения крыльев колеблются в пределах 50—75°.

Сравнительно крупная синклинальная складка располагается в междуречье Хойгота и Байсы. Ядро ее сложено породами хойготской свиты. Северо-западное крыло срезано разломом широтного направления, протягивающимся от рч. Хойгот до рч. Байсы. Углы падения юго-восточного крыла описываемой структуры достигают 70°.

Крылья крупных складок осложнены крутыми складками второго и третьего порядков, часто имеющими изоклинальный характер. Ширина складок колеблется от 10 до 600 м. Углы

падения крыльев обычно крутые и достигают 65—75°. Простирание второстепенных складок совпадает с простиранием шарниров крупных складок, но имеются и частные поперечные изгибы.

Для пород нижнего протерозоя характерна кристаллизационная сланцеватость, совпадающая со слоистостью. Вблизи контактов с более молодыми интрузивными образованиями в тагалинской свите отмечается множество дисгармоничных мелких складок (кв. Вол. Лигон, кв. Таганга).

Нижнепротерозойские интрузии гранитов в структурном отношении представляют собой тела, согласные с вмещающими породами и имеющие вытянутую форму. Кроме того, им присуще наличие резко выраженных гнейсовидных и очковых текстур, тесная пространственная связь с вмещающими породами и постепенные взаимопереходы через иньекционные гнейсы. Все эти признаки свидетельствуют об активном участии магматических тел совместно с вмещающими толщами в складкообразовательных движениях. Такие интрузии могут быть названы синокротенными и конформными.

Нижнепротерозойские структуры от более молодых структурных ярусов отделены крупным региональным разломом, имеющим северо-восточное простирание.

Верхнепротерозойский структурный ярус

Верхнепротерозойский структурный ярус представлен отложениями трех свит: суванихинской, тилимской и яшинской. Этот трехчленный комплекс собран в крупные линейные складки, осложненные поперечными изгибами, складками более высоких порядков и тектоническими нарушениями.

Наиболее глубокие части складок обнажаются в бассейнах ключей Сивокона, Огари, Березового. Здесь суванихинская свита выступает в ядре антиклинальной складки, крылья которой сложены карбонатными породами тилимской свиты. Простирание этой складки северо-западное 320°. В верховьях ключей Березового, Инюка происходит изменение простирания и погружение шарнира антиклинальной складки на северо-восток. В междуречье рч. Точеро и р. Усой в ядрах антиклинальных складок выступают породы тилимской свиты; синклинали сложены песчаниками и сланцами яшинской свиты.

Простирание линейных складок Точеро-Усойского водораздела северо-восточное. Проследить изгиб шарнира антиклинальной складки не удается ввиду сложной днзьюнктивной тектоники.

Морфология складок верхнепротерозойского структурного яруса чрезвычайно сложна. Выделяются симметричные, опрокинутые и изоклинальные структуры. Углы падения крыльев варьируют в пределах от 50 до 85°. Более мелкие складки вы-

сожены, осложняющие крупные, также характеризуются крутыми углами падения (60—75°).

Магматические образования по отношению к верхнепротерозойскому тектогенезу можно разделить на дооротенные и синоротенные. Кислые эффузивы и их туфы, метадиабазы, входящие в состав суванихинской свиты, массивы габбро, габбродиоритов, пироксенитов и перидотитов, ортоамфиболитов относятся к дооротенным. Их формирование происходило, по-видимому, до основных тектонических движений. Последующие интенсивные движения и контактовый метаморфизм произвели сильнейшую расщеповку основных и ультраосновных пород и раскристаллизацию эффузивов.

Синоротенный интрузивный комплекс представлен разнессованными гранитами и гранито-гнейсами баргузинского комплекса. Широкое развитие гнейсовидных текстур и протоклаза указывают на формирование массивов в период главной фазы тектогенеза.

Взаимоотношения между нижнепротерозойским и верхнепротерозойским структурными ярусами остались невыясненными, так как они отделяются региональными разломами.

Нижнепалеозойский структурный ярус

Складчатые структуры нижнего палеозоя, развитые в северо-западной части площади листа, в общем совпадают с верхнепротерозойским структурным планом, что подчеркивается крупной синклиналиной складкой на водоразделе р. Чины и рч. Багдарина, ядро которой сложено породами точерской свиты. Простирание шарнира складки в бассейне кв. Сиво, Сивокона и в верховьях кв. Точеро северо-западное (330—340°); в верховье речек Гулинги и Ауника происходит смена простирания на широтное, а затем на северо-восточное (30°). Углы падения крыльев, как правило, крутые и колеблются в пределах 65—80°.

Довольно своеобразными структурами являются синклиналильные складки, сложенные породами бурундлинской и багдаринской свит. Свообразие их заключается в том, что по своему строению они напоминают брахиструктуры. В то время как породы точерской свиты как бы повторяют складчатые структуры верхнепротерозойского структурного яруса, эти брахисинклинали имеют видержанное северо-восточное направление (55°). Изгибы шарниров складок, подобные вышеописанным, в точерской свите не наблюдались. По отношению к складкам, образованным точерской свитой, брахисинклиналильные складки в плане имеют несогласное залегание.

Наиболее крупная брахисинклинали (Багдасаринская) находится в бассейне рч. Багдарин. Она имеет эллипсоидную форму, протянувшись с юго-запада (от рч. Точеро) на северо-восток (до левого борта долины р. Усой) на 40 км; ширина ее

достигает 10 км. Простирание шарнира складки северо-восточное (30—40°). В поперечном разрезе складка имеет ассиметричное строение. Северо-западное крыло ее крутое, падение пород к юго-востоку под углом 75—85°. Юго-восточное крыло падает под углом 38—45°. Юго-западная часть складки обрамлена двумя параллельными сбросами, имеющими северо-восточное простирание; крылья структуры осложняются рядом мелких складок высшего порядка с крутыми углами падения.

Небольшая синклинальная структура располагается на водоразделе речек Багдарина и Долгана. Шарнир ее простирается под острым углом (25°) к оси антиклинальной складки верхнего протерозоя.

Нижнепалеозойский тектоно-магматический цикл сопровождался излиянием эффузивов и внедрением крупных интрузий гранитонидов. Выделяются доорогенный, синорогенный и посторогенный магматические комплексы.

Доорогенный магматический комплекс включает кислые эффузивы, их туфы и рассланцованные плагиопорфириты точерской свиты. Излияние лав происходило до основных тектонических движений.

Синорогенный интрузивный комплекс представлен разнгованными, протокластическими гранодиоритами, кварцевыми диоритами и габбро-диоритами атарханского комплекса. Широко развитые первичнонейсовых текстур свидетельствует о формировании интрузива в период складчатости. Форма интрузивного тела полностью согласуется с простиранием пород точерской свиты.

Посторогенный магматизм выразился в излияниях кислых эффузивов бурундинской свиты и во внедрении крупных интрузивных гранитонидов сложного состава. Для них характерны типичные структурно-текстуры особенности магматических тел, кристаллизация которых происходит в спокойной обстановке. Плоскостные и линейные элементы текстур отсутствуют или выражены очень слабо вблизи контактов.

Для нижнепалеозойского структурного яруса характерна унаследованность простираний верхнепротерозойских структур. По отношению к нижнепротерозойским структурам нижнепалеозойский структурный ярус является несогласным.

На площади условно выделены магматические образования средне-верхнепалеозойского тектоно-магматического цикла, представленные штокм роговообманковых гранитов, гранодиоритов по кл. Амандак. Пикативных структур этого времени на изученной территории не имеется.

Мезозойско-кайнозойский структурный ярус

Мезозойско-кайнозойский структурный ярус представлен хорошо выраженными в рельефе впадинами: Маломалатской и Верхнечининской.

Впадины простираются параллельно друг другу в северо-восточном направлении (45—50°) и разделены водоразделом одноименных рек. Маломалатская впадина имеет протяженность в 30 км и максимальную ширину 10 км. Верхнечининская впадина в пределах площади листа протягивается на 18 км, максимальная ширина ее достигает 7 км. Поперечный профиль впадин ассиметричны. Северо-западный склон Маломалатской впадины более крутой, чем юго-восточный. Ассиметрия Верхнечининской впадины выражена менее отчетливо.

Мезозойские осадки, слогающие впадины, образуют положение синклинальные прогибы, о чем свидетельствуют небольшие углы падения пород (8°) в Маломалатской впадине. Борта впадин осложнены разломами. Разлом, ограничивающий Маломалатскую впадину с северо-запада, хорошо выражен в рельефе и подтверждается наличием здесь зеркал скользяния и тектонических брекчий.

Разрывные нарушения

Разрывные нарушения в пределах изученной территории распространены широко. Глубина заложения и возраст разломов различны. Крупные разломы большой протяженности имеют, по-видимому, большую глубину заложения и более длительный период развития.

В пределах Чина-Амалатского междуречья наблюдаются разломы северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний. Роль разломов в развитии земной коры исследованной площади различна; они подразделяются авторами на две группы: региональные и локальные.

Региональные разломы. Из них отчетливо выделяются два наиболее крупных разлома. Первый протягивается от верховий Малого Амалата до среднего течения р. Усой, второй — по долине р. Чины и вверх по кл. Контактному. Простираение разломов северо-восточное. Отношение их к складчатой структуре района различное; имеются участки продолжительного и продолжно-поперечного направления. Эти разломы образуют довольно широкие (до 5 км) зоны интенсивных тектонических нарушений, которые выражаются в значительной трещиноватости, раздробленности, брекчированности, миконгизации пород, в серии больших и малых трещин, расположенных кулисообразно или под углами друг к другу. Описываемые разломы являлись проводниками для магматических пород (штокм гранит-порфиров, излияния базальтов и др.). Они служат границами раздела между нижнепротерозойским и верхнепротерозойским структурными ярусами. Заложение разломов произошло, вероятно, в верхнепротерозойское время. Они неоднократно подновлялись в мезозойско-кайнозойский период.

В меловое время указанные разломы способствовали формированию Верхнечининской и Маломалатской впадин. В ран-

нечетвертичное время по ним изливались базальты, а в настоящее время происходят поднятия отдельных блоков, о чем свидетельствует усиленная глубинная эрозия водных потоков, стекающих с Чина-Амалатского водораздела.

Токальные разломы. Среди них имеются представителем всех систем пространственной ориентировки: северо-восточной, северо-западной и субширотной. По своему отношению к складчатым структурам эти разломы являются продолжениями (Шаманский, Точеро-Аманлакский, Багдарин-Долганский) и погональными (разломы по рч. Багдарин, Хойтогский) и погонными (разломы на водоразделе ручьев Огари, Сивокона, Точеро, Березового). Токальные разломы связаны с региональными и сопрягаются с ними под косым углом.

С описанными разломами пространственно связаны многочисленные внедрения магматических пород (штоки и дайки гранит-порфиры, кварцевых порфиров, сениитов, диабазов и др.), массивы проявления сульфидизации, образование гидротермальных и пневматолитовых месторождений и проявления полезных ископаемых. Таким образом, локальные разломы являются чрезвычайно интересными структурами как с общих геотектонических позиций, так и с позиций поисков полезных ископаемых. Время заложения их различное: от нижнего кембрия до четвертичного периода.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В изученном районе по преобладанию ведущих рельефообразующих процессов ясно выделяются четыре генетические категории рельефа: эрозионно-денудационный, эрозионно-тектонический, аккумулятивно-тектонический, вулканический. В пределах генетических категорий рельефа отчетливо выражены различные морфологические типы.

Эрозионно-денудационный рельеф

Эрозионно-денудационный рельеф представляет собой отдельные остатки древней поверхности выравнивания, сохранившиеся на водораздельных пространствах рек Чинь и Усоя, Большого и Малого Амалата, с абсолютными высотами от 1280 до 1870 м. Морфологически это ровные, плоские или слабо расчлененные площади, слабо за лесенные на низких гипсометрических уровнях и безлесные на высоких. Склоны поверхности выравнивания ступенчатые, опосаны нагорными террасами. Образование ступеней обязано морозному выветриванию и процессам солифлюкции. Появление древних поверхностей выравнивания, по-видимому, связано с длительным денудационным процессом, который развивался в пределах Витимского плоско-

горья в меловое и палеогеновое время. Последующие эпейрогенические и тектонические процессы привели к вздыманию древних поверхностей денудации и современному расчленению.

Эрозионно-тектонический рельеф

Эрозионно-тектонический рельеф развит на площади листа повсеместно. По степени расчлененности и по гипсометрическим уровням эта категория разделяется на четыре морфологических типа: 1) среднегорный рельеф с интенсивным эрозионным расчленением, 2) среднегорный слабо расчлененный рельеф, 3) низкогорный грядово-холмистый рельеф, 4) долины современных рек.

Среднегорный рельеф с интенсивными эрозионными расчленением приурочен к водоразделу рек Чинь и Малого Амалата, к вершинам рек Багдарина, Усоя, Долгана, протягиваясь пологой северо-восточного направления. Водораздельные пространства ключей характеризуются узкими гребневидными хребтами. Водоразделы крупных рек имеют в основном выровненную поверхность и крутые склоны. Для этих районов характерно развитие глубоких U-образных долин с вытекающими крутыми склонами. Абсолютные высоты колеблются от 1300 до 1800 м. Относительные превышения достигают 600 м.

Район среднегорного интенсивно расчлененного рельефа представляет собой область значительного сводового поднятия (хребты Шаманский, Точерский).

Среднегорный слабо расчлененный рельеф развит по правобережью р. Малого Амалата, в пределах хр. Тоненького и на северо-западе, в бассейне верховий р. Чинь.

Для данного типа рельефа характерны ящикообразные широкие террасированные долины рек с пологими склонами, в основном переходящими в широкие уплощенные затаеженные водоразделы. Абсолютные высоты последних варьируют в пределах 1200—1600 м. Относительные высоты не превышают 300 м. Это типичный рельеф собственно Витимского плоскогорья.

Район низкогорного грядово-холмистого рельефа характеризуется значительным расчленением. Развит он на юге и северо-востоке площади в пределах распространения метаморфических и частично наверхженных пород. Здесь повсеместно наблюдаются корытообразные террасированные плоские долины с пологими волгнутыми склонами, узкими гребневидными водораздельными пространствами. Отчетливо выражена асимметрия склонов, обусловленная различной экспозицией и присутствием многолетней мерзлоты. Абсолютные отметки поверхности колеблются от 900 до 1300 м, относительные достигают 300 м.

Район низкогорного грядово-холмистого сильно расчлененного рельефа занимает собой наиболее древнюю и сильно выровненную часть площади. На современном этапе развития эпейрогеническим поднятием этот район захвачен в слабой степени. Современное расчленение поддерживается донным врезом в низовьях рек и ключей вблизи впадин и крупных рек.

Долины современных рек. По морфологическим данным и степени сохранности различных элементов, речные долины можно подразделить на четыре относительно возрастные группы: 1) долины древние (реликтовые), 2) долины древнего заложения и почти неизменные, 3) переработанные долины, 4) молодые долины.

Реликтовые долины сохранились в верховьях рек Кары, Усоя, Катарихи, Багдарина, Малого Амалата и в других местах. Долинами древнего заложения почти неизменного вида являются долины рек Чинны, Кары, Сивокона, Сиво, Огари, Малого и Большого Баркасуна, Марикты. К переработанным долинам относятся долины рч. Багдарина, Усоя, Тагаги, Бомбандо, Хойготкона, Салбули, Байсы, Большого Амалата. Молодые долины представлены долинами рек: Ауглей, Иннокана, Иннока, Точеро, Ауника, Багдарина, Долгана, Имы, Малого Амалата и ряда других.

По времени эрозионных циклов долины можно разделить на добаазальтовые (верхнеэоценовые), последобаазальтовые (среднеплейстоценовые) и современные (голоценовые).

Аккумулятивно-тектонический рельеф

Этот рельеф приурочен к тектоническим впадинам: Малоамалатской и Верхнечинчинской, выполненным меловыми, неогеновыми и четвертичными отложениями.

Впадины вытянуты в северо-восточном направлении и характеризуются слабым эрозионным расчленением, сочетанием увалисто-холмистой поверхности с равнинной, выстостью денудационных процессов, сравнительно высокими гипсометрическими уровнями (874 м — Малоамалатская впадина, 1250 м — Верхнечинчинская впадина).

Описанные впадины являются областью накопления осадков и формирования россыпей.

Вулканический рельеф

Вулканический рельеф занимает широкое развитие на юге площади, по долинам рек Большого Амалата, Малого Амалата, Ауглея, Хойготкона. Здесь выделяются покровы, долинные потоки и вулканические конусы (стратовулканы).

Покровы базальтов перекрывают долины и пониженные водоразделы. Лежат они почти горизонтально. Имеют слегка

всхолмленную поверхность, усложненную глубокими каньонообразными долинами рек, отдельными куполовидными возвышенностями, озерами.

Долинные потоки располагаются только в пределах пониженного рельефа, образуя узкие полосы.

Вулканические конусы наблюдаются в полосе региональных разломов, представляя собою отдельные вершинки с относительной высотой от 20 до 150 м. Вулканические конусы сложены туфовым, туфолововым материалом. Время образования вулканического рельефа относится к низам плейстоцена. В современном эрозионном цикле происходит расчленение базальтового плато.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ.

Сложный ход геологического развития земной коры в исследованном районе и интенсивные проявления магматизма обуславливают богатую и разнообразную металлогенно региональную преиущественно с точки зрения золота и молибденного оруденения. Геологосъемочными и поисковыми работами 1954—1959 гг. открыт ряд новых рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых молибдена, алюминиевого сырья, золота, пометаллов, платины, флюорита. Выявлен новый Батларинский узел редких металлов и редкоземельных элементов (бериллий, литий, торий, церий, цирконий, иттрий, иттербий, лантан). Широкое применение новых методов поисков — радиометрии, металлометрии, гидрохимического опробования — позволило выделить на площади ряд ценных и весьма перспективных радиоактивных аномалий, солевых ореолов, различных элементов, минеральных источников.

Горючие ископаемые

Газы горючие. Горючие газы были выявлены в пределах Малоамалатской впадины, в верховьях кт. Амалатской Имы (128) работами Сосновской экспедиции в 1959 г.

При прохождении горных выработок из глинистых сланцев запиской выявлены поступили струи горючего газа. Происхождение газа связано, вероятно, с разложением битуминозных сланцев, входящих в состав нижнемеловых отложений. Проявление очень мелкое и практического значения не имеет.

Горючие сланцы. Сланцы горючие обнаружены в мезозойской Малоамалатской впадине (175, 178, 179). В устье кт. Амалатской Имы, около оз. Гулинга, вскрыты прослой горючих битуминозных сланцев мощностью 50 см. Сланцы тонколистобатые черного и бурого цвета. Сланцы горят с выделением большого количества черного дыма с резким запахом резины, керосина.

Выявленные месторождения сланцев мелкие, но площади распространения нижнемоловых пород во впадине значительно, поэтому Малоамалатскую депрессию следует рассмотреть как перспективную для поисков горючих сланцев.

Металлические ископаемые

Железо. На изученной территории имеется восемь рудопроявлений железа, из которых шесть размещаются в северо-западной части площади листа: в районе прииска Троицкого (10, 11, 14), на водоразделе ключей Точеро, Сивокона, Березового (125), в истоках кп. Иннока (120). Два рудопроявления имеются в южной части площади: в левом борту рч. Талаги (257) и в вершине левого борта рч. Салбули (229).

Часть рудопроявлений железа (Троицкая группа месторождений, Талагинское и Салбулинское месторождения) приурочена к контактовым зонам гранитоидов витимканского комплекса и карбонатных пород ниже- и верхнепротерозойского возраста. Другие (Точерское, Иннокское месторождения) представляются собой разрушенную железную шпильку выветривания погиметаллических залежей.

Рудные тела первой группы имеют форму длина, неправильных гнезд. Размеры их небольшие и колеблются в пределах 1,5—24 м в длину и от 0,3 до 4 м по ширине. Минералогия контактово-метасоматических железных руд: магнетит, пластинчатый гематит и маршит.

Салбулинская магнетитовая залежь была обнаружена в 1958 г. Расположена она в левом борту одноименной реки, в 2 км к северу от озера. Рудопроявление представляет густую вкрапленность магнетита в кварц-слюдистых и амфиболовых сланцах талагинской свиты на контакте с Маректинским гранитным массивом палеозойского возраста. Рудное тело имеет форму стога диаметром в 10 м. Размер зерен магнетита варьирует от 0,5 мм до 10 см. В центре стога насыщенность магнетитом достигает 60%, в краевых частях содержание его убывает до 15%.

Минералогия железной шпильки иная и представлена: кварцем, кальцитом, лимонитом (35%), пиритом, натеками малахита, азуритом, блеклыми рудами, церусситом, англезитом. Анализ штучных проб показал в них присутствие серебра и золота.

Кроме известных рудопроявлений железа, вблизи прииска Троицкого магнитометрической съемкой в 1939 г. Баженовым были установлены магнитные аномалии на площади до 300 м². До настоящего времени аномалии не вскрыты и не опробованы. Все описанные рудопроявления ввиду малых размеров рудных тел практического интереса не представляют.

с присутствием в некоторых телах золота они могут служить поисковым признаком на коренное золото.

Титан. Рудит встречается в шлихах повсеместно. На карте полезных ископаемых показан только один ореол рудита по р. Хойголок (217), максимальная концентрация последнего в аллювии достигает 40 г/м³.

Титан устанавливается спектральными анализами в основных и щелочных породах, в различных амфиболовых сланцах и роговиках (до 3%). Рудопроявления титана, заслуживающих практического интереса, на площади листа не встречены.

Хром. Хром обнаружен в вершине рч. Н. Бомбандо (193). Среди метаморфических пород талагинской свиты наблюдения есть дайка измененных перидотитов, в которой спектральными анализами штучных проб установлены содержания никеля до 1%, кобальта до 0,1% и хрома до 3%. Химический анализ показал присутствие никеля (0,045%) и хрома (0,5%). Во всех других точках — р. Салбули (224), водораздел ключей Амандака и Бол. Киро (58), Мариктинское знамье (185) — присутствие хрома, никеля и кобальта связано с измененными ультраосновными породами и лиственитами. Интересный случай нахождения хрома в кварцевой жиле отмечается в верховьях правого развилька кп. Дипкош (149), где совместно с хромитом присутствуют пирит и халькопирит.

По данным металлогического опробования, на карте выделен один ореол рассеяния хрома (249), приуроченный к полю развития четвертичных базальтов.

Из краткого обзора рудопроявлений хрома, никеля и кобальта следует, что содержания этих элементов мало превышают кларковые.

Медь. Рудопроявления меди отмечались А. К. Гусевой (1946 г.) и К. П. Калининой (1955ф) в верховьях р. Кара. Верхне-Сивоконское (25) рудопроявление упоминалось в отчете М. А. Гладышева (1951ф), а Среднедолганское (94) было открыто в 1957 г. при детальных поисковых работах Мало-Амалатской партии.

Все перечисленные рудопроявления связаны с кварцевыми прожилками. Медный минерал представлен халькопиритом. Содержание меди достигает 0,3%. Кроме меди, спектральными анализами в штучных пробах обнаруживаются свинец, молибден, цинк.

Все указанные рудопроявления относятся к гидротермальным; практического интереса не представляют.

Свинец. Рудопроявления свинца обнаружены в северной части площади: Среднедолганское (93), кп. Большое Киро (79), Верхне-Усойское (74), Конгодинское (81), Карское (61), Сивоконское (8) и по кп. Медвежьему (111). Галенит присутствует в кварцевых прожилках и реже в виде вкрапленности в контактово-метасоматических породах (Конгодинское, Троиц-

кая свинцовая залежь, Верхне-Усойское). Мощность кварцевых прожилков, содержащих галенит, не превышает 10 см. Размеры зерен галенита достигают 0,5 см. Он наблюдается в виде отдельных включений, гнезд или мономинеральных прожилков мощностью 0,5 см. Содержание свинца достигает 1—2%. Кроме свинца, спектральными анализами устанавливается повышенное содержание золота, серебра (Трипцкая залежь, Конгодинское проявление).

Помимо коренных источников свинца, на карте полезных ископаемых отмечены ореолы его, выделенные шликровым и металлометрическим опробованием. Ореол свинца по шликрам выделен по речкам Иннокану, Име и Точеро (122). Шесть ореолов рассеяния (157, 170, 171, 234, 235, 236) установлено в речульгате металлометрического опробования. Во всех перечисленных выше металлометрических ореолах свинец содержится в количествах от 0,1 до 0,3%. Пространственно эти ореолы, как правило, приурочены к массивам гранитоидов витимканского комплекса и к контактам их с породами кровли. Только один ореол по левому борту р. Байсы (241) приурочен к полю разветвляя гранито-гнейсов нижнего протерозоя.

Свинцовая минерализация на исследованной площади генетически связана с магматизмом нижнего палеозоя и мезозоя (куналейский комплекс щелочных пород). Типы оруденения: гидротермальный (кварцевые жилы) и контактово-метасоматический. Почти все рудопроявления локализуются в карбонатных породах.

В настоящее время промышленных месторождений свинца на территории Чина-Амалатского водораздела неизвестно. Учаством, заслуживающим внимания и постановки детальных работ, является р. Конгода, так как здесь, кроме свинца, содержится цинк, молибден и флюорит. Наличие рудопроявлений галенита на поверхности и большого количества солевых ореолов различных элементов может указывать на возможность присутствия свинцовых залежей на глубине.

Цинк. Проявления цинка в районе отмечаются лишь в виде ореолов рассеяния, выделенных по данным шликрового и металлометрического опробования. Шлиховой ореол сфалерита выделен в бассейне рч. Багдарина. Металлометрические ореолы (73, 162, 208, 269) пространственно тяготеют к полим развитой нижнепалеозойской гранитной породами (вершина р. Усоя). Содержание цинка достигает 0,1%.

Все выделенные ореолы практически не оцены, генезис их не выяснен, не установлена видная цинковая минерализация в коренных породах.

Мышьяк. Рудопроявления цинка известны на водоразделе речек Салбули и Правому Салбули (225) и по левому борту рч. Талаги, в 2 км ниже кл. Гнилого (251). Мышьяк связан

с арсенопиритом, который встречается в маломощных кварцевых прожилках, секущих метаморфическую гнейсово-сланцевую талагинскую свиту. Мощность жилков не превышает 15 см. Арсенопирит образует в жилках мелкую вкрапленность, местами мелкие гнезда. Совместно с арсенопиритом присутствуют пирит и молибденит. Спектральные анализы штучных проб показали содержание следующих элементов: молибдена 0,01—0,03%, меди 0,01—0,03%, мышьяка 0,01—0,03%, цинка 0,01—0,03%.

Минералогия кварцевых жил: циркон, рутил, цирколит, пирит, арсенопирит, магнетит, мартит и лимонит, мусковит, графит, апатит, сфен и хлорит.

Рудопроявления мышьяка из-за малых размеров и низкого содержания практического интереса не представляют.

Алюминий. На изученной территории имеются одиннадцать рудопроявлений алюминиевого сырья, принадлежащих к различным генетическим типам: магматическому и метаморфическому.

Гулхенское месторождение (220) находится в верховье кл. Гулхен (левый приток р. Большой Амалата) и известно с 1954 г. В 1957 г. оно детально обследовалось А. А. Коневым. Месторождение представлено дифференцированной дайкой ультращелочных пород, залегающей среди графитизированных мраморов хойготской свиты и небольших интрузивных тел габбро-диоритового состава. Дайка залегает согласно вмещающим породам и прослеживается на расстоянии 3,5 км, мощность ее до 300 м. Среди нефелиновых пород Гулхенское месторождение наибольшее значение имеют урлит-ниолитовые разновидности. Кроме них, наблюдаются тералиты. Среднее содержание окиси алюминия, по химическим анализам образцов и борзодовых проб, 22,34%, максимальное — 25,56%.

Общая площадь установленных и предполагаемых тел, содержащих нефелин, равна 75 тыс. м², что при глубине экстраполяции в 100 м дает запасы в 20 млн. т. Месторождение требует дальнейшего изучения.

Усойское рудопроявление (63) связано с нефелиновыми сиенитами (Калинина, 1942ф). Содержание окиси алюминия в породах не превышает 20,3%. Усойские нефелиновые сиениты практического значения не имеютвиду малых размеров тел и непромышленных содержаниях окиси алюминия.

Остальные девять рудопроявлений алюминия относятся к метаморфическому типу и связаны исключительно с высокометаморфизованными дистеновыми и ситлиманитовыми гнейсами и сланцами талагинской свиты. Наблюдаются они по правому борту кл. Гулхен (242, 246), на водоразделе речек Талаги и Бомбандо (253, 260, 262), в левом борту долины рч. Бомбандо (264), в левом разветвении кл. Гнилого (200, 203), в левом борту кл. Большой Цигон (212). Наибольший интерес

из всех перечисленных рудопроявлений метаморфического типа представляют кварц-дистеновые породы, выявленные по правому борту кт. Горбылевского (203). Кварц-дистеновые породы наблюдаются в свалах, в коренном залегании они не установлены. Размеры кристаллов дистена варьируют в пределах 6—20 см. Насыщенность дистеном большая, часто наблюдаются мономинеральные обломки. Химические анализы штучных кварц-дистеновых пород показали высокое содержание глинозема, достигающее 57,3%. Происхождение их, вероятно, связано с метасоматическими процессами, происходившими в высокоглиноземистых породах. Горбылевский участок заслуживает постановки детальных поисковых работ с целью обнаружения коренного источника кварц-дистеновых пород.

Золото. Разрабатываемые и отработанные золотоносные россыпи в пределах изученной площади сосредоточены в Малогорской и Чининской впадинах и в верховьях речек Талаги и Бомбандо. Среди них различаются: русловые, террасовые, увалынные и дожковые.

Крупные золотоносные россыпи известны в нижних течениях речек Вагдарина и Ауника (139, 144, 146, 141, 145), где добыча золота без перерыва ведется уже около ста лет. Разрабатывались россыпи русловые и террасовые. В настоящее время осуществляются дражная перемывка русловых отложений и старых отвалов. По данным Н. П. Михно (1952 г.), по группе Малго-Амалатских приисков с 1858 г. по 1950 г. добыто 6554 кг золота.

В 1959 г. к юго-западу от пос. Маловский, в пределах «Куликова поля», на глубине 17—20 м Ципиканским приисковым управлением открыта погребенная россыпь. Длина россыпи 1,2 км, ширина 20—80 м. Золото ярко-желтого цвета, хорошо окатанное. Встречаются сростки золота с кварцем и калципластинчатое. Мощность песков 0,6—2,6 м, содержание золота в них колеблется от 6 до 15 г/м³. Обшире представлятельны пасы металла в россыпи около 3000 кг.

Золотоносные, русловые и террасовые россыпи по долинам кт. Сиво (6, 9, 12), Сивокона (7) начали разрабатываться с 1861 г. По данным С. Г. Мирчинк (1955 г.), с 1898 по 1946 г. здесь добыто около 6000 кг золота. Наблюдается несколько типов россыпей: увальная, русловая, глубокая. Мощность золотоносных песков в русловых россыпях по кт. Сивокона колеблется от 1 до 4 м. Распределение золота по пласту неравномерное. Содержание его от 3 до 16—20 г/м³. Иногда встречаются россыпи с содержанием золота 30—40 г/м³. Максимальный вес самородков достигал 1350 г.

На юге района золотоносные россыпи пользуются меньшим распространением (ключи Нижн. Бомбандо, Горбылевский, Вспомогательный). Геологических данных по россыпям не име-

ется. В 1940 г. по кт. Горбылевскому установлен золотоносный пласт мощностью 0,2—1,8 м, шириной от 5 до 30 м, длиной 1,5 км. Содержание золота от 111 до 2346 мг/м³. Золото крупное, плохо окатанное, в сростках с кварцем.

По знаковым содержаниям золота в шпихлах на карте полезных ископаемых выделено четыре ореола рассеяния: по речкам Малый Ауглей, Точеро (33), в вершине Хойтоконда (214), Ауник (42), на водоразделе ключей Ёнилото и Бомбандо (206).

На площади найдено большое количество коренных источников золота различного типа, генезиса и возраста, но до сего времени не обнаружено ни одного промышленного месторождения. Пространственно рудопроявления типотеют к определенным рудным узлам.

В пределах Троицкого золоторудного узла (бассейн ключей Сиво, Сивокона, водораздел Сивокона и Точеро) различными исследователями (И. А. Дюпатыным, Б. Н. Поленовым, Н. И. Святальским, А. А. Деминым, А. Ф. Колесовым, П. М. Олтаржевским, В. М. Дяхницким, С. Д. Шером, С. Г. Мирчинком и др.) установлено разнообразное золотое оруденение. Здесь широким развитием пользуются кварцевые жилки и прожилки мощностью до 0,5 м. Содержание золота в них от следов до 6,4 г/т. Остальные рудопроявления связаны с линзами гематит-магнетитовых руд, в которых пробирными анализами устанавливается присутствие золота от 0,1 до 5—6 г/т. А. Ф. Колесов сообщил, что в магнетите кт. Безмянки (правый приток рч. Сивокон) содержится золота 16 г/т, а на кт. Сиво спектрально-метрометрический анализ магнетита показал содержание металла от 0,03 до 1,1 г/т.

По кт. Сивокону (8) золото связано с сульфидной залежью мощностью до 80 см и протяженностью более 200 м. Среди сульфидов преобладают пирит и галенит. Содержание золота в залежи достигает 19,6 г/т, а серебра — 27,6 г/т.

На водоразделе речек Сивокон и Точеро (29) среди известняков отмечались глыбы бурых железняков, представляющих собой лимонитовую шпату выветривания полиметаллической залежи. Анализ материала лимонитовой шпаты показал присутствие золота 0,2 г/т, серебра — 109,8 г/т (С. Д. Шер). В. М. Дяхницкий (1945 г.) сообщает, что в единичной пробе содержание золота достигает 73 г/т. Последующие анализы дали содержание его от 0,03 до 0,29 г/т.

Три золотых рудопроявления (Осокин, 1960ф) Троицкого золоторудного узла связаны с мезозойскими сульфиднопроявленными кварцевыми порфирами и гранит-порфирами. Содержание золота колеблется от 0,03 до 1,1 г/т.

Золотое оруденение в кварцевых жилах наблюдается по левому борту долины рч. Кары (47, 51), на водоразделе ключей Эрани и Большого Гранитного и р. Усою (53, 66, 69) и на водоразделе кт. Медвежий и рч. Иннокан (116, 119). Содержа-

ние золота от 0,3 до 5 г/т. Кроме золота, в кварцевых жилах содержится флюорит, молибденит, пирит и халькопирит.

В пиритизированных кварцевых порфирах верховой кл. Ауника (52) устанавливается присутствие золота до 1 г/т. На водоразделах ключей Кири и Короткого, Большого Кири и Плотовского имеются два рудопроявления золота (67), которые приурочены к свалам белого кварца, несущего сульфидную минерализацию, и к кварцевым порфирам. Содержание золота достигает 5 г/т.

Из перечисленных генетических типов золоторудных проявлений наиболее перспективными являются рудные залежи магнетита (водораздел ключей Сиво и Сивоконна) и сульфидные скопления в известняках.

В заключение следует отметить, что образование коренных месторождений золота в пределах Чина-Амалатского междуречья связано с двумя этапами магматической деятельности: нижнепалеозойским и мезозойским.

Платина. Рудопроявления платины, впервые установленные в 1957 г. (Осокин и др., 1960ф), отмечаются на водоразделе речек Салбули и Правой Салбули (223), по левому борту долины рч. Салбули (231), в районе Мариктинского зимовья (181). Все перечисленные рудопроявления связаны с измененными ультраосновными (перидотитами, гардбуригитами) и основными породами. Содержание платины, по данным спектральных анализов, достигает 0,09 г/т. Малые размеры тел и незначительное содержание платины определяют бесперспективность выявленных рудопроявлений.

Олово. Касситерит наблюдается на водоразделе речек Иннок и Точеро (123, 127) и связан с нижнепалеозойскими граптоидами (Лисий и Конев, 1955ф).

Шлиховым опробованием выявлен ореол рассеяния касситерита в бассейне рек Иннокана, Имы и Точеро (4). Кроме того, установлено четыре солевых ореола по данным металлургического опробования: в вершине кл. Гулхена (правый приток р. Талали) (244, 245) и по левому борту р. Талали (252, 261). Все ореолы располагаются среди нижнепалеозойских граптоидов.

Молибден. В исследованном районе выявлено большое число молибденовых рудопроявлений и непромысленных месторождений различных генетических типов.

Перевальное месторождение (106, 107) находится на водоразделе кл. Правый Нырок и рч. Иннокан. Открыто в 1951 г. М. А. Гладышевым. Изучалось в 1953—1954 гг. (В. А. Лисий, А. А. Конев). Общая площадь месторождения 0,15 км². Находится оно в поле развития среднерзностных биотитовых гранитов витимканского комплекса и приурочено к штокам и дайкам розовых аллитов, аллит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевым жилам гуджирского комплекса. Размеры рудных тел

небольшие. Молибденит наблюдается в виде гнезд, вкрапленности и тонкораспыленного агрегата в кварцевых жилах. Кроме молибденита, в пробах устанавливается присутствие пегонита, галенита, ферросонита, тантало-ниобиевого минерала, а также пирита, магнетита и ильменита. Среднее содержание молибдена равно 0,101%. Отчетливо подмечаются два генетических типа молибденовой минерализации: гидротермальный и эманационный. Для окончательной оценки месторождения необходимо произвести глубокие горные работы и бурение.

Верхне-Амандакское вольфрам-молибденовое месторождение (56). Месторождение находится на левом склоне правого притока кл. Амандак, в 12 км к северо-западу от районного центра пос. Багдарин. В 1958 г. здесь были установлены свалы фрейзенизированных гранит-порфиров и кварцевых порфиров, несущих молибденитовую и флюоритовую минерализацию. Одновременно был выявлен солевой ореол рассеяния по даным металлогенетического опробования (Осокин и др., 1960ф).

В 1959 г. на указанном рудопроявлении был открыт шток гранит-порфиров, несущих молибденовую минерализацию, которая локализуется в штокверке. Здесь же выявлены фрейзенизированные гранит-порфиры с вольфрамитовой минерализацией и кварцевые жилы с вольфрамитом (Фишев и др., 1960ф). На участке отмечается два штока. Общая протяженность обоих штоков равна 1400 м, а ширина 300 м. Экзоконтактовые изменения боковых пород выразились в образовании угловатых сланцев, роговиков и сканов. Ширина измененных пород колеблется от 20 до 120 м. Оруденение штока связано с пневматолито-гидротермальными процессами и пропихидно, вероятно, в несколько этапов, несущих различную минерализацию. Молибденит наблюдается в виде редких розеточек и тончайших прожилков. Кроме того, молибденит отмечен в виде тонких корастыленного агрегата в кварцевых прожилках, мощность которых колеблется от 0,1 до 5 мм, образует редкую вкрапленность или гнездообразные скопления. Совместно с молибденитом присутствуют: пирит, халькопирит и галенит. Вольфрамит отмечается в виде крупных (3 см) и мелких (0,5 см) зерен. Содержание W_2O_3 колеблется в пределах 0,08—0,01%, молибдена 0,02—0,05%. Спектральными анализами устанавливаются следующие элементы: олово (0,05%), титан (0,1—0,3%), бериллий (до 0,003%), цирконий (0,05—0,1%), цинк (0,1%).

В заключение отметим, что Верхне-Амандакское месторождение по генетическому типу относится к пневматолито-гидротермальному, а по минеральному составу — к кварц-серпентин-вольфрамит-молибденитовой формации и связано с гуджирским интрузивным комплексом раннекаммрийского магматического цикла. Описанное месторождение имеет много общего с Нырокским молибден-вольфрамовым месторождением (Гладышев, 1957ф).

Считаем необходимым рекомендовать проведение детальных поисковых работ в масштабе 1:25 000 в пределах всего мезозойского дайкового комплекса (водораздел р.ч. Багдарин и кл. Точеро).

Долганское рудопроявление открыто летом 1958 г. (Осокин и др., 1960ф). Расположено оно на водоразделе верховой рек Долган и Има, в 20 км к северо-востоку от районного центра — пос. Багдарин. Молибденитовая минерализация приурочена к грейзенизированным гранитам нижнепалеозойского возраста и продолжается во вмещающих скарнированных и ороговиченных породах. Рудосносные граниты образуют три дайкообразных тела длиной 150, 200 и 450 м, шириной 20, 50 и 80 м. Молибденит присутствует в виде частых розеточек среди гранитов и скарнов. Содержание молибдена, по данным химических анализов, колеблется от 0,007% до 0,1%. Рудопроявление заслуживает дальнейшего изучения на глубину.

Среди молибденовых рудопроявлений и месторождений выделяется четыре генетических типа: перматитовый, скарнивый, эманационный, гидротермальный.

Первые два типа связаны с нижнепалеозойскими гранитами, имеют ограниченное распространение и практического интереса не представляют. Гидротермальный тип дает значительные по размерам рудопроявления. Связан с мезозойскими гуджирским комплексом.

Кроме коренных рудопроявлений молибдена, на карте полезных ископаемых выделено 19 ореолов рассеяния по данным металлогенрического опробования. Содержание молибдена в этих ореолах достигает 0,01%.

Бериллий. Бериллиевая минерализация известна в двух точках, в левом борту р. Усоя (164) и на Амандакском месторождении (142).

Амандакское месторождение открыто в 1958 г. при детальных поисковых работах (Осокин и др., 1960ф). Находится оно на водоразделе кл. Короткого (левый приток р.ч. Амандака) и кл. Кири (правый приток р.ч. Багдарин), в 7 км к северо-западу от пос. Багдарин.

Месторождение размещается среди пестроцветной багдаринской свиты кембрия. По тектоническому разлому свита контактирует с доломитизированными известняками тилимской свиты. Параллельно этому разлому в багдаринской свите наблюдаются зоны дробления, трещиноватости, брекчированности, которые и являются рудовмещающими структурами.

В юго-восточной части участка выделяется шток окварцованных, катаклазированных сиенитов куналейского комплекса. Непосредственно в рудном поле развиты дайки альбититов. Породы в пределах месторождения испытаны сильных контактов и гидротермальный метаморфизм. Рудные тела предельно стлавляют собой серию жил, зон дробления, окварцевания и

скарнированных пород. Проявление бериллия связано с флюоритовыми и флюорит-торитовыми жилами. Таким жил обнаружено 12. Бериллий встречается в виде самостоятельного минерала фенакита. Мощность жил колеблется от 0,03 до 4,7 м. Протяженность их изменяется от 10 до 314 м. Общая протяженность рудного поля 350 м при ширине в 150 м. Простирание всех рудных тел согласное с общим простиранием вмещающих пород (северо-восточное), падение на северо-запад под углом 60—65°.

Наиболее богатыми жилами по содержанию фенакита являются флюоритовые и кварц-флюоритовые. Флюорит составляет основную массу жилы, составляя 60—80% ее объема, фенакит иногда содержится в количестве 35%, а кварц — 5—10%. Кроме этих минералов, в рудах установлены: ферриторит, пиннальдит, ильменорутит, галенит, арсениопирит. Спектральные анализы показали также значительные содержания лития, ниобия, лантана, церия, иттрия, иттербия, циркония и др.

Содержание окиси бериллия в различных породах и в различных участках жил колеблется от 0,004 до 4,71%.

Амандакское месторождение является комплексным торит-фенакит-флюоритовым со значительным содержанием редкоземельных элементов. По генезису оно является гидротермально-контактово-метасоматическим, а по запасам полезных элементов — промышленным.

Учитывая ряд геологических данных, описанное месторождение, вероятно, не является единственным: в прилегающих районах могут быть обнаружены новые рудные тела. Для этого необходимо по всей тектонической зоне произвести детальные поиски, так как металлогенрическим опробованием выявлены ореолы рассеяния тех же полезных компонентов, что и на месторождении.

Второе рудопроявление бериллия по р. Усою (164) связано с метасоматической кварц-эпидот-везувияновой жилой. Бериллий входит в состав везувияна с максимальным содержанием до 0,3%. Практического интереса не представляет.

По данным металлогенрического опробования, на исследованной территории выделено шесть ореолов рассеяния бериллия. Приурочены они к полям развития палеозойских гранитов и отложений багдаринской свиты.

Литий. Литий отмечался спектральными и минералогическими анализами в рудах Амандакского месторождения. Проявление его связано с пиннальдитом. Содержание лития колеблется от 0,01% до 0,3%.

На основании металлогенрического опробования, выделены ореолы лития на водоразделе кл. Амандак и кл. Аунника (140), на водоразделе р.ч. Гулинга и кл. Точеро (134) (совместно с иттрием), по левому борту кл. Аунника (135) и в других мес-

тах. Отчетливо подчеркивается приуроченность данных ореолов к тектоническим нарушениям.

Тантал и ниобий. Тантало-ниобиевые минералы в виде танталита, колумбита, ильменорутила встречаются в шлиховых пробах и генетически связаны с Долганским массивом гранитоидов (151) и с перматитовыми жилами хр. Тоненького (156). Кроме того, ореол рассеяния тантало-ниобиевых минералов выделен по правому борту долины р. Большого Амагата, где он связан с гранитоидами витимканского комплекса.

В верховьях кт. Аунника (41) в жилах кварцевых порфиров и сиенит-порфиров спектральными анализами устанавливается повышенное содержание ниобия, достигающее 0,03%. Кроме ниобия, спектральные анализы показывают присутствие лантана (0,1—0,3%), церия (0,1—0,3%), иттрия (0,3%), циркония (0,1—3,0%), гафния (0,01—0,1%), иттербия (0,01—0,03%).

Повышенные содержания ниобия (0,3—1,0%) отмечались в рудлах Амандакского месторождения, где он связан с ильменорутилом.

Спектральные анализы перматита вершины правого борта долины р. Долган (99) показали содержание ниобия от 0,003% до 0,01%. Минералогическим анализом установлено присутствие тантало-ниобиевых минералов, циркона, ильменита, апатита, пирита, гематита.

На правом борту долины рч. Тагалин (248) отмечаются россыпи обожренного кварца, содержащего циркон, рутил, тантало-ниобиевые минералы, флюорит, лимонит, пирит.

Перечисленные рудопроявления практического интереса не представляют за исключением проявления верховьев кт. Аунника. **Редкие земли.** Редкоземельные элементы известны в восьми точках: в вершине кт. Аунника (50), в вершине кт. Точеро (229), на Амандакском месторождении (141), по левому борту р. Инпокана (174), на водоразделе рек Малого Амагата и Марикты (177), на водоразделе ключей Илькохта и Прямоугольного (182, 183), на хр. Тоненьком (192). Все проявления редких земель сопровождаются аномальной радиоактивностью пород. Приурочены они к гранитоидам нижнего палеозоя и шестичным породам купальейского комплекса.

Участками, заслуживающими постановки детальных работ, являются Амандакское флюорит-фенакиитовое месторождение и хр. Тоненький.

Висмут. Висмут в коренном виде отмечался на водоразделе правого борта рч. Усой (165), где он приурочен к кварц-везувияновым жилам. Содержание его не превышает 0,01%, висмутовых минералов не установлено.

В шлиховых пробах висмута и базовисмута очень широко распространены в бассейнах речек Ариохи, Инпокана, кт. Медвежьего (3). Проявление этих минералов связано с интенсивными процессами сульфидизации пород.

Неметаллические ископаемые

Флюорит. Помимо описанного выше флюорит-фенакиитового Амандакского месторождения (142), флюорит наблюдается в 13 точках. Все флюоритовые рудопроявления подразделяются на магматические и гидротермальные.

Флюорит в гранитах установлен в виде включений в кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилках совместно с молибденитом.

Все рудопроявления флюорита практического значения не имеют.

Асбест и тальк. Асбест и тальк выявлены впервые в 1959 г. (Фишев и др., 1960ф). Указанное рудопроявление находится на правом склоне кт. Большого Киро (55, 62). Связано оно с лиственитами. Асбест образует маломощные редкие прожилки мощностью до 6 мм. Асбест желтоватого и бурого цвета, тонковолокнистый. Тальк наблюдается в виде скоплений светло-зеленого цвета совместно с фукситом. Протяженность минерализованной зоны достигает 5 км.

Проявление заслуживает детального изучения.

Графит. Графит отмечался по кт. Горбылевскому (205) в кварц-дистеновых породах и в перматитах в виде мелкощупчатых и землистых скоплений по трещинкам и пустотам. Выявленное рудопроявление графита ничтожно и не имеет практического интереса.

Известняки. Пригодные для цементной промышленности известняки известны по правому борту долины р. Хойгокюн (210), на водоразделе речек Салбули и Байсы (232), в вершине рч. Марикты (187). Все они представлены мраморами хойгокской свиты. Известняки тилимской свиты используются местным населением для приготовления извести.

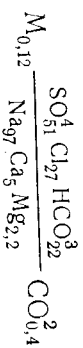
Охра. Охра обнаружена на левом борту долины кт. Гулинга, в 13 км от пос. Багдарин. Впервые была найдена в 1949 г. К. Т. Согинковым. Охра красная, жирная на ощупь. Она вылагает древнюю карстовую воронку среди известняков тилимской свиты глубиной 2,5 м и шириной 4—6 м. Местными жителями используется в качестве краски.

Минеральные источники

На площади листа известно два минеральных источника: Сиво (21) и Ауглей (171).

Источник Сиво находится в вершине второго левого притока р. Сиво, считая от устья, в 5 км к юго-западу от прииска Троицкое. Источник вытекает из депривидных отложений. Дебит его не превышает 0,5 л/сек. Вода бесцветная, запах от-

существует, сильно газирует. Температура воды источника 5°С. Формула Куррлова:



Источник Аутлей давно известен местному населению. Находится он в 1 км выше устья р. Аутлей, на правой надпойменной террасе. Выходит источник несколькими струями среди глинистых отложений. Дебит его не постоянен; в начале лета он достигает 3 л/сек, в середине лета уменьшается до 1 л/сек. Вода кислая на вкус, сильно газирует. Температура воды источника 2—3°. Вода прозрачная.

Вода источника Аутлей относится к группе гидрокарбонатно-кальциевых, магниевых, натриевых вод, газированных CO_2 и напоминающих кисловодский Нарзан. В отличие от последнего воды имеют повышенное содержание хлорида. Вода может быть использована в лечебных целях при желудочно-кишечных заболеваниях. Химический состав вод источников приведен в табл. 2.

Химический состав минеральных вод (ж/л)

	HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na	CO_2	Общая минерализация
Источник Саво	24,4	44,16	17,57	1,78	0,49	38,87	405,5	126,9
Источник Аутлей	2187,6	239,4	510	434,36	80,56	176,96	1144	3675

Из обзора осадочно-метаморфических и интрузивных образований, различных месторождений и рудопроявлений можно заключить, что исследованный район перспективен на целый ряд полезных ископаемых, в распределении которых устанавливаются определенные закономерности. Ведущее место в общем списке полезных ископаемых занимают золото, редкие металлы, редкие земли.

Основными источниками золота являются аллювиальные отложения современной и древней гидросети. В настоящее время современные русловые россыпи разработаны. Значительные перспективы и ресурсы по россыпному золоту связаны только с погребенными древними россыпями. Благоприятными структурами для образования таких россыпей и поисков их являются области мезозойско-кайнозойских депрессий и участки древних долин.

Коренные рудопроявления золота генетически связаны с нижнепалеозойскими гранитоидами первой фазы и с мезозойскими интрузивными комплексами. В связи с нижнепалеозойскими интрузивами встречено несколько типов золотого оруденения, из которых наиболее перспективными являются гематит-

магнетитовые и сульфидные залежи и зоны сульфидизации в районе прииска Троицкого. В образовании перечисленных типов ведущую роль играет литологический фактор — присутствие карбонатных пород тилемской свиты. Кварцевые жилы с золотом наиболее широко распространены в экзоконтактовой части интрузивов. Вмещающими породами кварцевых жил являются эффузивно-терригенные отложения верхнепротерозойских и нижнепалеозойских свит. Наибольшая концентрация жил отмечается в крыльях антиклинальных складок второго порядка.

Кроме того, золотое оруденение связано с гуджирским и куналецким интрузивными комплексами (молибденит-кварцевые, кварц-флюоритовые жилы, дайки сульфидизированных гранит-порфиров, альбититовые зоны сульфидизации во вмещающих породах). Благоприятными структурами для образования золотосных жил и даек являются тектонические разломы, проходящие в северо-восточном направлении в междуречье Точеро и Бардарина.

Многочисленные рудопроявления молибдена, вольфрама генетически относятся к витимканскому и гуджирскому комплексам. С интрузивами первой фазы витимканского комплекса связаны скарные и гидротермальные кварц-молибден-шешитовые жилы. Рудоносные скарны образуются на контактах интрузивов с мраморами тагалинской и хойтоотской свит. Жильный тип распространен преимущественно в эндоконтактовой и экзоконтактовой части интрузивов. Со второй фазой витимканского комплекса связана молибденовая и вольфрамовая минерализация в жилах и дайках аплитов и пегматитов. Описанные типы, кроме скариновое, практического интереса не представляют.

Главное значение в образовании крупных рудопроявлений и месторождений молибдена, вольфрама имеют малые интрузивы гранит-порфиров и кварцевых порфиров гуджирского комплекса. Выделяются следующие генетические типы редкометальной минерализации: гидротермальный (кварцевые жилы, штокерки) и пневматолитовый (грейзенизация). Основными структурами, контролирующими размещение малых интрузивов, являются зоны локальных разломов северо-восточного простирания, проходящие в пределах Чина-Малодамалатского водораздела. Наиболее благоприятной структурой, где происходит концентрация молибдена и вольфрама, является дайковый пояс малых интрузив в зоне Верхне-Амандакского разлома (от кт. Гулинги до кт. Конгода).

Куналецкий интрузивный комплекс щелочных пород и их жильные дрываты (бостониты, альбититы) выявлены носителями алюминия, бериллия, свинца, торита, редких земель и флюорита. Флюоритовая и бериллиево-минерализация отмечаются в виде кварцевых, фенакит-флюоритовых жил, зон ок-

варпевания и скарнирования. Структурно фенакит-флюоритовые жилы приурочены к северо-восточному окончанию Амандакского разлома, проходящего в среднем течении ключей Гулинги, Ауника, Амандака. Указанные жилы приурочены к линзам карбонатных пород багдаринской свиты. Для дальнейших поисков флюорита и бериллия весьма перспективны локальные разломы, проходящие в вершине ключей Ауника, Гулинги, Точеро, Конгоды, Иннока.

Редкоземельная минерализация (цирконий, иттрий, тантан и др.) концентрируется в дайках и жилах альбититов, бостонитов, развитых в пределах зон тектонических нарушений в верховьях кл. Ауника. Все указанные дайки и жилы образуют дайковый пояс северо-восточного простирания.

Основными условиями для концентрации свинцовой минерализации, связанной с куналежскими интрузивами, послужили антиклинальные складки, сложенные карбонатными породами тилимской свиты. Благоприятными для поисков полиметаллических месторождений являются участки Конгода, верховья кл. Ауник, долина р. Усой.

С перматитовыми жилами витимканского интрузивного комплекса связаны многочисленные рудопроявления тангал-нобиевой минерализации. Перматитовые жилы концентрируются в экзоконтактовой и эндоконтактовой частях интрузий среди метаморфических пород талалинской свиты.

В связи ниже- и верхнепротерозойскими магматическими породами непосредственно полезных ископаемых в районе не наблюдались. Только с жильными производными икатского комплекса (гарцбургиты, пироксениты) отмечаются рудопроявления никеля, хрома, платины.

В метаморфических породах талалинской свиты нижнего протерозоя распространены биотит-гранат-дистеновые и кварц-дистеновые сланцы. Поиски дистеновых пород необходимо направлять в бассейне рч. Талаги, где на поверхность выступают наиболее глубокие и сильно метаморфизованные части разреза. С осадочными породами заинской свиты связаны проявления битуминозных сланцев, горючих газов, угля. С целью поиска указанных полезных ископаемых в пределах Малоамалатской и Верхнечининской впадинах необходимо поставить буровые работы.

Исходя из общей благоприятной геологической обстановки, широкого развития комплекса разнообразных полезных ископаемых по всей площади и благоприятных тектонических структур, авторы рекомендуют проведение планомерной геологической съемки и поисков масштаба 1:50 000 на площадях листов №49-59-А, Б, В, Г и №49-60, №49-72-Б.

В качестве первоочередных объектов, которые могут послужить отправными пунктами для планомерных поисков, рекомендуем следующие.

1. Зона Амандакского разлома в интервале от кл. Гулинга до кл. Киру весьма благоприятна для нахождения новых фенакит-флюоритовых месторождений.

2. Широкое распространение в шлиховых пробах каскит-рита, монацита, золота в аллювиальных отложениях Аманатской Имы позволяет рекомендовать проведение здесь поисков погребенных промышленных россыпей на эти минералы.

3. Широкое распространение в шлиховых пробах колумбита, тангалита по ключам Долгану, Име, Баркасуну, Ингилому, Горбылевскому дает основание рекомендовать здесь постановку поисков россыпных месторождений и коренных источников этих минералов.

4. Широкое распространение различных солевых ореолов полезных элементов указывает на большую потенциальную возможность открытия новых рудопроявлений и месторождений бериллия, лития, молибдена, вольфрама, скрытых под наносами.

5. Для открытия новых, скрытых под наносами рудных тел и рудоносных интрузий рекомендуем широкое геофизическое изучение всех тектонических нарушений, оперяющих региональный разлом к северу.

Геологические исследования, проведенные в период 1957—1959 гг. в пределах Чина-Аманатского междуречья, дали ценные результаты по геологии и полезным ископаемым, позволяющие с полной уверенностью рассматривать эту область как перспективный рудный район. Открытие Амандакского флюорит-фенакитового месторождения, крупных молибденовых и молибден-вольфрамовых рудопроявлений, многочисленные проявления свинца, золота, флюорита — все это подчеркивает обоснованность подобного заключения.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Специальных гидрогеологических исследований на территории Чина-Аманатского междуречья не проводилось, и все наводнения за водами велись попутно с геологической съемкой. Грунтовые воды района по условиям формирования и их распространению разделяются на следующие группы: 1) воды аллювиальных и элювиальных отложений; 2) трещинные воды изверженных пород; 3) пластово-трещинные воды метаморфических и осадочных пород; 4) карстовые воды.

По отношению к многолетней мерзлоте воды разделяются на: 1) надмерзлотные; 2) межмерзлотные; 3) подмерзлотные. Воды аллювиальных и элювиальных отложений относятся к жерновым и на плоских водоразделах. Глубина залегания водоносных горизонтов колеблется в пределах 0,5—3 м. Наи-

более низкий уровень вод наблюдается в ноябре. Выходы вод отмечаются в обрывах террас, пойм. Гидростатическое состояние вод переменное: летом — свободные, в начале зимы — напорные. По отношению к многолетней мерзлоте они являются надмерзлотными. Проникая на большие глубины, они обогащаются рядом химических элементов и выходят на поверхность в виде минеральных источников — источники Сиво, Аулгей.

Трещинные воды изверженных пород распространены в областях развития крупных массивов гранитоидов и покровов базальтов. Питание их осуществляется за счет конденсации атмосферной влаги и просачивания поверхностных вод. В зимнее время трещинные воды изверженных пород принимают участие в питании поверхностных водотоков.

Пластово-трещинные воды метаморфических и осадочных пород наблюдались в коренных обнажениях у подножий склонов рек Бомбандо, Тагали, Ауника, Багдарина и других в виде нисходящих мелких источников. Образование и режим их аналогичен вышеописанным.

Карстовые воды отмечались по речкам Багдарин, Долган, Самокдыкан и ключам. Степень минерализации таких вод углекистой известью колеблется от 0,23 до 0,42 г/л. Все породы вокруг выхода источников покрываются густым известковым налетом. Поверхностный сток осуществляется по рывинам, ложбинкам, а глубинный — по трещинам, подостям, пешерам. Межмерзлотные воды находятся в жидкой и твердой фазе в рыхлых четвертичных и осадочных мезозойских отложениях в относительно устойчивом состоянии.

Подмерзлотные воды представлены трещинными и пластово-трещинными водами коренных пород, залегающими на дне глубоких речных долин и в мезозойских впадинах, перекрытых рыхлыми отложениями. Устанавливаются буровыми скважинами.

ЛИТЕРАТУРА Опубликованная

- Геологическое строение СССР, т. I, II, III, Госгеолтехиздат, 1958.
Конев А. А., Лисин В. А. Молодые интрузии бассейна верхнего течения реки Витима и связанная с ними рудоносность. Тр. 1-го совещания по металлогении Зап. Забайкалья, Иркутск, 1958.
Мейстер А. К. Средневитимская горная страна. Геол. исслед. в золот. обл. Сиб., вып. 5, 1910.
Налетов П. И. Объяснительная записка к геологической карте листа N-48, 1957.
Павловский Е. В., Хренов П. М., Беличенко В. Г. Древние толщи Баргузино-Витимского района Забайкалья. Вопросы геологии Азии. АН СССР, т. 1, 1954.
Половинкина Ю. И. Маршрутные геологические исследования по рекам Усоя, Большому и Малому Амагадам, Циле и Витиму. Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 32, 1932.
Салоп Л. И. Нижний палеозой Витимской горной страны. Госгеолтехиздат, 1954.
Сингальский Н. И. Геологические исследования в Цинликанском золотопромышленном районе. Геол. исслед. в золот. обл. Сибири (Ленский золот. район), вып. 12, 1916.
Свидацкий Н. И. Геологические исследования в системе рек Цилы, Муи, Тр. ГГРУ ВСНХ СССР. Вып. 32, 1932.
Флоренсов Н. А. Проблемы изучения неотектоники на территории Еурят-Монгольской АССР. Мат-лы по науч. произв. сиб. ВМ АССР, вып. 1, 1954.
Хренов П. М. Марматитовые горные породы центральной части Икатского хребта и некоторые вопросы их металлогении. Мат-лы по науч. произв. сиб. ВМ АССР, вып. 3, 1956.
Шахварстова К. А. Новые данные по геологии юго-западной части Витимского нагорья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII (5), 1948.
Шер С. Д. О нижнепалеозойских отложениях центральной части Байкальской горной страны. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 1, 1957.
Шер С. Д., Мирчик С. Г., Григорьева А. И. Геология, геоморфология и золотопромышленность россыпи центральной части Баргузинской тайги. М., 1955.
- Фондовая
- Баженков А. С. Отчет о работе магнитометрической партии в ВМ АССР за 1939 г. Фонды Цинликанского приискового управления, пос. Маловск, Ваунтовский район, 1939.
Беличенко В. Г. Геология и марганцевосность верхнего протерозоя Баргузино-Витимского межтектоника. Фонды БГУ, 1956.
Гладышев М. А., Волкова Т. К. Отчет Багдаринской поисково-съемочной партии масштаба 1:200 000 за 1951 г. Фонды БГУ, 1951.

Гладышев М. А. и др. Геология и полезные ископаемые бассейна буржого течения р. Витим. Отчет за 1954—1955 гг. Фонды БГУ, 1957.

Голобоков С. М. Отчет Троицкой поисково-разведочной партии за 1953 г. Фонды БГУ, 1953.

Гусева А. К. Полезные ископаемые Баргузинской тайги. Фонды БГУ, 1942.

Донцов В. Ф., Кузьмин И. Я. Отчет Тагуйской партии о результатах работ за 1952—1954 гг. Фонды БГУ.

Калинина К. П. Геология бассейна р. Ципикана и верховьев рек Чины, Усоя. Фонды БГУ, 1942.

Калинина К. П. Геологическое строение Малого Амагата. Отчет Багдаринской геологической партии масштаба 1:1 000 000 за 1948 г. Фонды БГУ, 1948.

Калинина К. П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист N-49. Фонды БГУ, 1955.

Колесов А. Ф. Отчет о геологической съемке среднего течения р. Чины за 1934—1935 гг. Фонды БГУ.

Конев А. А. Нефелиновые породы Сайжинского и Гукенского массивов и перспективы их использования в качестве сырья на алюминий. Фонды БГУ, 1957.

Комаров Ю. В. Мезозойский магматизм и полиметаллическое оруденение бассейна р. Уды и Удино-Витимского междуречья. Фонды ВСГИ Сиб. отд. АН СССР, 1959.

Коробенко И. Р. и др. Отчет 101 партии Соновской экспедиции за 1958 г. Фонды БГУ, 1958.

Лисий В. А., Конев А. А. Сводный отчет Багдаринской и Нырево-Витимской партии за 1953—1954 гг. Фонды БГУ, 1955.

Лисий В. А., Конев А. А. Оловянистость бассейнов рек Сайжикона и среднего течения р. Амагата. 1955—1956 гг. Фонды БГУ, 1956.

Ляхницкий В. М. Спикок рудопроявлений и месторождений в Баунтовском районе. Фонды БГУ, 1948.

Матюхин Н. Г. Отчет Мало-Амагатского геофизического отряда за 1958 г. Фонды БГУ, 1958.

Осокин П. В., Воюш Н. З. и др. Геология и полезные ископаемые Чина-Амагатского междуречья. Фонды БГУ, 1960.

Промзеглев Е. П. Отчет Усойского поисково-опробовательского отряда за 1955 г. Фонды БГУ, 1955.

Сафронов В. П. и др. Геология и полезные ископаемые средней части р. Ципикан и вершины р. Тагой. Фонды БГУ, 1959.

Финшев Н. А. и др. Геология и полезные ископаемые Чина-Мамагатского междуречья. Фонды БГУ, 1960.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1
СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1	Баженов А. С.	Отчет о работе матни-географической партии в БМ АССР	1939	Баунтовский район, пос. Маловский, фонды ЦПУ
2	Гладышев М. А., Волкова Т. К.	Отчет Багдаринской поисково-съёмочной партии (масштаб 1:200 000)	1951	Улан-Удэ, фонды БГУ, № 207
3	Голобоков С. М.	Отчет Троицкой поисково-разведочной партии	1953	Улан-Удэ, фонды БГУ, № 0621
4	Калинина К. П.	Геология бассейна р. Ципикана и верховьев рек Чины и Усоя. Отчет Ципиканской геологической партии	1942	Улан-Удэ, фонды БГУ, № 416
5	Калинина К. П.	Геологическое строение Большого и Малого Амагатов. Отчет Багдаринской геологической партии (м-б 1:1 000 000)	1948	Улан-Удэ, фонды БГУ, № 13
6	Калинина К. П.	Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист N-49	1955	Улан-Удэ, фонды БГУ, № 1241
7	Коробенко И. Р. и др.	Отчет 101 партии Соновской экспедиции	1958	Улан-Удэ, фонды БГУ, № 01878
8	Лисий В. А., Конев А. А.	Отчет о результатах поисково-разведочных работ на олово, вольфрам и молибден в районе междуречья Чины, Малого Амагата и Витима за 1953—1954 гг.	1955	Улан-Удэ, фонды БГУ, № 553

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
9	Лисиц В. А., Копев А. А.	Одновоспелость бассейнов рек Сайжекона и среднего течения р. Бол. Амалата. Отчет Сайжинской полнокровно-разведочной партии за 1955—1956 гг.	1956	Улан-Удэ, фонды БГУ, № 0348
10	Конев А. А.	Нефелиновые породы Сайжинского и Гутхенского массивов и перспективы их использования в качестве сырья на алюминиевый завод	1957	Улан-Удэ, фонды БГУ, № 1300
11	Дяхницкий В. М.	Список рудопроявлений и месторождений в Баунтовском районе	1948	Улан-Удэ, фонды ГРО, № 434
12	Осокина П. В., Войш Н. З. и др.	Геология и полезные ископаемые Чина-Амалатского междуречья. Отчет Маго-Амалатской партии за 1957—1959 гг.	1960	Улан-Удэ, фонды БГУ, № 01869
13	Промзетев Е. П.	Отчет Усойского полисково-отробоательского отряда за 1955 г.	1955	Улан-Удэ, фонды БГУ, № 0623
14	Шер С. Д., Мирчинк С. Г., Григорьева А. И.	Геология, геоморфология и золотосысы центральная часть Баргузинской тайги	1955	Москва

ПРИЛОЖЕНИЕ 2
СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-49-XVIII 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—россыльное)	№ использования материала по списку (приложение 1)
Золото					
143	II-3	Амандакская россыль	Выработана	Р	14
138	II-2	Аулникская россыль 1	"	Р	14
139	II-2	Аулникская россыль 2	Эксплуатируется	Р	14
145	II-3	Багдаринская россыль 1	"	Р	14
146	II-3	Багдаринская россыль 3	"	Р	14
195	III-3	Россыль кт. Нов. Бомбандо	Выработана	Р	5
207	III-4	Россыль верховьев рч. Бомбандо	"	Р	5
204	III-4	Россыль кт. Горбылевского	"	Р	5
141	II-3	Россыль «Кугликово поде»	Эксплуатируется	Р	12
144	II-3	Маловская россыль	"	Р	12
7	I-1	Сивоконская россыль	"	Р	14
12	I-1	Россыль кт. Сиво	Выработана	Р	3
191	III-3	Россыль верховьев рч. Тагали	"	Р	6
6	I-1	Троицкая россыль 1	"	Р	3
9	I-1	Троицкая россыль 2	"	Р	3
88	I-3	Полотовская россыль	"	Р	14
Моллибден					
106	II-1	Перевальное	Не эксплуатируется	К	8
107	II-1	Перевальное	То же	К	3
Бериллий, литий, редкие земли, флюорит					
142	II-3	Амандакское	"	К	12

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

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

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использованного материала по списку (приложение 1)
179	III-2	Горючие сланцы Гулингские	Не эксплуатируется	К	7
175	III-2	Имские	То же	К	7
178	III-2	Имские	" "	К	7
		Алюминий			
220	IV-1	Гулхенское	Не эксплуатируется	К	10
		Моллибден			
82	I-3	Конголинское	Не эксплуатируется	К	12
		Вольфрам-Мolibденные			
56	I-2	Верхне-Амандакское	Не эксплуатируется	К	12
		Известняки			
188	III-2	кп. Прямоугольный	Не эксплуатируется	К	12
232	IV-2	Салбулинское	То же	К	12
215	IV-1	Хойготконское	" "	К	12
136	II-2	Красочные глины рч. Гулинга	Используется местным населением	К	12

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

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

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
128	II-2	Газы горючие Левый склон долины рч. Амалатская Има	Проявление горючих газов	7
120	II-1	Железо, золото Водораздел ключей Огарь—Ииннок	Свалы пористых лимонитизированных пород с содержанием золота до 7,0 g/t	3
		Железо		
10	I-1	Правый склон долины кп. Сиво	Гематит-магнетитовые скарны	1
11	I-1	Правый склон долины кп. Сивокон	Гематитовая жила	3
14	I-1	Правый склон долины кп. Сивокон	Гематитовая жила	3
125	II-2	Водораздел рч. Точеро и кп. Березового	Кварцевая жила с гематитом	12
257	IV-4	Водораздел рч. Талали и кп. Жибкос	Мангитовые скарны	12
229	IV-2	Левый борт долины рч. Салбули	Вкрапленность магнетита в кварц-сланцевых и амфиболовых сланцах	12
28	I-2	Водораздел рч. Точеро и кп. Сивокон	Димонитовая шпилька, присутствуют золото	11
		Марганец		
199	III-4	Водораздел ключей Гнилого и Горбылевского	Ореол рассеяния по данным металлотермического опробования	12
201	III-4	Правый борт долины кп. Горбылевского	То же	12
240	IV-3	Водораздел ключей Гулхена и Анакита	" "	12
150	II-3	Водораздел ключей Дипкош и Ороченского	" "	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
160	II-4	Правый борт долины р. Имы	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
168	III-1	Верховье р. Малого Амагата	То же	12
226	IV-2	Водораздел левой и правой вершин рч. Салбули	" "	12
250	IV-3	Левый борт долины рч. Тагали	" "	12
219	IV-1	Левый борт долины рч. Хойгогкона Титан	" "	12
217	IV-1	Бассейн рч. Хойгогкона Хром	Ореол рассеяния по данным шлихового опробования	12
58	I-2	Водораздел ключей Амандака и Бол. Киро	Свалы лиственита	15
149	II-3	Водораздел ключей Динкош и Ватыкина	Кварцевая жила с хромитом	12
185	III-2	Правый склон долины рч. Марикты	Дайка измененного перидотита	12
193	III-3	Водораздел р. Малого Амагата и кл. Нов. Бомбадо	Дайка перидотита с хромитом	12
224	IV-2	Водораздел левой и правой составляющих рч. Салбули	Дайка гарцбургитов	12
249	IV-3	Левый борт долины рч. Тагали	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
54	I-2	Медь Левый склон р. Кары.	Кварцевые жилы с халькопиритом	2
25	I-2	Верховье кл. Сивоконна	Свалы кварца с халькопиритом	2
94	I-3	Левый склон долины кл. Средн. Долган	Кварцевые прожилки с халькопиритом	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
241	IV-3	Свинец Правый борт долины кл. Анакита	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
81	I-3	Правый склон долины рч. Батдрина	Свалы кварца и известняков с галенитом	12
157	II-4	Водораздел ключей Бол. и Мал. Баркасун	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
79	I-3	Левый склон долины кл. Бол. Киро	Свалы кварца с галенитом	12
122	II-1	Бассейн рек Уннокана и Амагатской Имы	Ореол рассеяния по данным шлихового опробования	2
71	I-3	Правый склон долины кл. Бол. Киро	Свалы кварца с галенитом	12
170	III-1	Верховье р. Малого Амагата	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
171	III-1	Правый борт долины р. Малого Амагата	То же	12
235	IV-2	Водораздел рек Марикты и Байсы	" "	12
8	I-1	Правый борт долины р. Сивокон	Вкрапленность галенита в контактово-метасоматических породах	12
236	IV-2	Водораздел рек Марикты и Байсы	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
111	II-1	Водораздел ключей Мелжевето и Мал. Ауллея	Кварцевые жилы с галенитом	8
234	IV-2	Водораздел рек Салбули Байсы	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
93	I-3	Правый склон долины кл. Ср. Долгана	Свалы кварца с галенитом	2
210	III-4	Правый борт долины кл. Тагана	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
61	I-2	Левый склон долины р. Усоя (верховья)	Кварцевые прожилки с галенитом	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
74	I-3	Левый склон долины р. Усой Цинк	Вкрапленность галенита в известняках	4
73	I-3	Бассейн рч. Бардарин	Ореол рассеяния по данным штихового опробования	12
208	III-4	Водораздел рч. Бомбандо и кл. Таланга	То же	12
162	II-4	Водораздел рек Имы и Усой	" "	12
91	I-3	Цинк Левый склон долины кл. Якша	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12
158	II-4	Правый борт долины р. Малого Амагата	То же	12
211	III-4	Левый борт долины кл. Таланга	" "	12
269	IV-4	Левый борт долины кл. Таланга	" "	12
75	I-3	Левый склон долины р. Усой Мышьяк	" "	12
225	IV-2	Водораздел левой и правой вершин рч. Сагдбули	Кварцевые жилы с арсенопиритом	12
251	IV-4	Левый борт долины рч. Таланга (выше кл. Соробно)	Свалы кварца	6
212	III-4	Алюминий Левый борт долины кл. Бод. Кино	Двуслюдяные дистеновые сланцы	12
200	III-4	Правый борт долины кл. Горбылевского	Кварц-дистеновые породы	12
203	III-4	Правый борт долины кл. Горбылевского	Кварц-дистеновые породы	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
63	I-2	Водораздел ключей Гранитного и Мал. Гранитного	Нефелиновые снгиты	4
242	IV-3	Правый борт долины кл. Гулхена	Дистеновые сланцы	12
246	IV-3	Правый борт долины кл. Гулхена	Двуслюдяные дистеновые сланцы	12
253	IV-4	Левый борт долины рч. Талаги	То же	12
260	IV-4	Водораздел рек Талаги и Бомбандо	" "	12
262	IV-4	Водораздел рек Талаги и Бомбандо	" "	12
264	IV-4	Водораздел рч. Бомбандо и кл. Таланга Золото	" "	12
42	I-2	Бассейн рч. Ауника	Ореол рассеяния по данным штихового опробования	12
52	I-2	Правый склон долины рч. Ауника	Пиритизированные карбонатно-глинистые сланцы с содержанием золота 1,0 г/т	12
84	I-3	Левый склон долины рч. Бардарина	Базальтовые конгломераты точерской свиты, содержащие золото до 1 г/т	12
85	I-3	Правый склон долины рч. Бардарина	Сульфидизированный обохренный кварц. Спектральный анализ показат присутствия золота до 10 г/т	12
67	I-2	Правый склон долины кл. Бод. Кино	Свалы сульфидизированного кварца	12
69	I-3	Водораздел ключей Бод. Кино — Попотовского	Кварцевые прожилки	12
206	III-4	Бассейн рч. Бомбандо и кл. Горбылевского	Ореол рассеяния по данным штихового опробования	12
163	II-4	Водораздел рек Имы и Усой	Пегматитовая жила	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс на карте	Название (местонахождение) проявления в вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
35	1-2	Водораздел речек Кара и Точеро		3
41	1-2	Водораздел речек Кара и Аунника	Жила сульфидизированных кварцевых порфиров	12
47	1-2	Водораздел речек Кара и Аунника	Сульфидизированные кварцевые прожилки	12
51	1-2	Левый склон долины р. Кара	Свалы сульфидизированного кварца	12
187	III-2	Правый борт долины рч. Марикты (верховья)	Свалы основных и ультраосновных пород с содержанием золота 1 г/т	12
116	II-1	Левый склон долины кт. Медвежьего	Глыбы пористого, обожренного кварца. Содержание Au 1,5 г/т	12
119	II-1	Левый склон долины кт. Медвежьего	Жилки обожренного кварца. Золотоспектральный анализ показал присутствие золота до 5 г/т	12
147	II-3	Вершина кт. Ороенского	Известяки, пронизанные сетью тонких прожилков кварца, с содержанием золота 1 г/т	12
5	1-1	Водораздел ключей Си-во и Сивокона	Сульфидизированная кварцевая жила	12
13	1-1	Водораздел ключей Си-во и Сивокона	То же	12
15	1-1	Водораздел ключей Си-во и Сивокона	" "	12
16	1-1	Правый склон долины кт. Сивокона	" "	12
17	1-1	Левый склон долины кт. Сиво	" "	12
18	1-1	Правый склон долины кт. Сиво	Сульфидизированные фельзиты	12
24	1-2	Левый склон долины кт. Сиво (верховья)	Свалы сульфидизированного кварца	12
222	IV-2	Левый борт долины правой вершины рч. Сал-бути	Свалы основных и ультраосновных пород с содержанием золота 1 г/т	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс на карте	Название (местонахождение) проявления ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
230	IV-2	Левый борт долины рч. Салбути		12
26	1-2	Водораздел рч. Точеро и кт. Сивокона	Свалы основных и ультраосновных пород с содержанием золота 1 г/т	3
27	1-2	Водораздел рч. Точеро и кт. Сивокона	То же	3
29	1-2	Водораздел рч. Точеро и кт. Сивокона	" "	3
31	1-2	Водораздел рч. Точеро и кт. Сиво	Свалы сульфидизированного кварца	3
33	1-2	Бассейн рек Точеро и Малого Амадата	Ореол рассеяния по данным шлихового опробования	12
130	II-2	Левая вершина р. Точеро	Сульфидизированная кварцевая жила	6
190	III-3	Верховья рч. Талали	Ореол рассеяния по данным шлихового опробования	12
66	1-2	Левый склон долины р. Усоя	Свалы сульфидизированного кварца	12
105	II-4	Бассейн р. Усоя	Ореол рассеяния по данным шлихового опробования	13
214	IV-1	Бассейн речек Хойгота и Хойготкона	То же	12
2	1-1	Правый склон долины р. Чины	Сульфидизированная кварцевая жила	2
53	1-2	Водораздел ключей Эрани и Бол. Гранитного	Кварцевые прожилки	12
181	III-2	П л а т и н а		12
223	IV-2	Правый склон долины р. Марикты (верховья)	Свалы измененных пегматитов с содержанием платины 0,005%	12
231	IV-2	Водораздел левой и правой вершин рч. Салбути	Дайка гардюритов с содержанием платины 0,003%	12
		Левый борт долины р. Салбути	Свалы измененного габбро с содержанием платины 0,003%	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ зонного материала по списку (приложение 1)
27	II-2	Оловцо Водораздел рч. Амалатской Имы и Точеро	Лейкоократовые граниты с лимчатым кварцем витимиканского комплекса	9
261	IV-4	Левый борт долины р. Большой Амалат	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12
202	III-4	к.т. Горбылевский	То же	12
244	IV-3	Правый борт долины к.т. Гулхена	" "	12
245	IV-3	Левый борт долины к.т. Гулхена	" "	12
152	II-3	Левый борт долины к.т. Дипкош	" "	12
123	II-1	Водораздел к.т. Иннока и рч. Амалатской Имы	Лейкоократовые граниты витимиканского комплекса	9
252	IV-4	Левый борт долины рч. Талаги	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12
4	I-1	Бассейн рек Чины и Иннокана Вольфрам	Ореол рассеяния по данным шлихового опробования	8
237	IV-2	Левый борт долины рч. Байса	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12
198	III-3	Левый борт долины к.т. Гнилого	То же	12
238	IV-3	Правый борт долины к.т. Гулхена	" "	12
80	I-3	Левый склон долины к.т. Бол. Кири	" "	12
169	III-1	Верховье р. Малого Амалата	" "	12
109	II-1	Верховья к.т. Медвежьего	Кварцевые жилы, присутствуют молниен	8

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ зонного материала по списку (приложение 1)
221	IV-2	Верховья рч. Салбули	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12
227	IV-2	Водораздел левой и правой вершин рч. Салбули	То же	12
166	II-4	Правый борт долины р. Усой, в 2 км от устья	" "	12
216	IV-1	Водораздел рек Хойгокюна и Малого Амалата	" "	12
218	IV-1	Левый борт долины рч. Хойгокюна Молниен	" "	12
1	I-1	Правый склон долины к.т. Арнохи	" "	12
113	II-1	Водораздел ключей Арнохи и Огари	Вкрапленность молниенита в кварцевых и кварц-полевых прожилках	8
43	I-2	Правый склон долины рч. Ауника	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12
57	I-2	Правый склон долины к.т. Амалдака	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования. Присутствует вольфрам	12
59	I-2	Водораздел ключей Амалдака и Бол. Кири	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12
23	I-2	Водораздел ключей Сиво и Безымьянки	Вкрапленность молниенита в кварц-полевых прожилках	4
65	I-2	Левый склон долины к.т. Бол. Кири	Вкрапленность молниенита в гранит-порфирах	12
70	I-3	Левый склон долины к.т. Бол. Кири	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12
76	I-3	Левый склон долины к.т. Бол. Кири	То же	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс карты	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материка по списку (приложение 1)
78	1-3	Левый склон долины кт. Вод. Киро	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12
101	1-4	Водораздел рек Имы и Усоя	То же	12
86	1-3	Правый склон долины рч. Багларина	..	12
176	III-2	Водораздел рек Мал. Амагата и Маркты	Выраженность молибдена в вытмыканских гранитах	12
209	III-4	Левый борт долины рч. Бомбандо	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12
213	III-4	Правый борт долины кт. Бол. Цинтона	То же	12
266	IV-4	Правый борт долины р. Большого Амагата	Кварц-полевощпатовая жила	12
48	1-2	Водораздел ключей Бол. Гранитного и Эра-ни	Выраженность молибдена в кварцевых прожилках	12
239	IV-3	Левый борт долины кт. Гудхена	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12
247	IV-3	Правый борт долины кт. Гудхена	Кварцевые прожилки	12
259	IV-4	Вершина кт. Жибюкса	Скарны	12
104	1-4	Правый склон долины кт. Жиктодона	Слабы кварца с молиб. денитом	12
98	1-4	Водораздел рек Имы и Долгана	Выраженность молибдена в микрогранитах	12
112	II-1	Верховья рч. Иннокана	Выраженность молибдена в аллювиальных кварцевых прожилках	12
114	II-1	Верховья рч. Иннокана	Выраженность молибдена в кварцевых жилах и фрейдензурованных гранит-порфирах	12
121	II-1	Левый склон долины кт. Иннока	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс карты	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материка по списку (приложение 1)
173	III-2	Нижнее течение рч. Иннокана	Выраженность молибдена в аллювиальных гранитах	9
189	III-3	Водораздел ключей Наькохта и Прямоугольного	Выраженность молибдена в скарнах	12
32	1-2	Левый склон долины рч. Кара	Выраженность молибдена в кварцевых прожилках	2
34	1-2	Левый склон долины рч. Кара	Тонкая выраженность молибдена в кварц-полевощпатовых прожилках	2
36	1-2	Левый склон долины рч. Кара	Выраженность молибдена в кварц-полевощпатовых прожилках	12
46	1-2	Водораздел рч. Кара и кт. Эрани	То же	4
117	II-1	Левый склон долины кт. Мезвежьего	Кварцевые жилы с молибденитом	8
118	II-1	Водораздел ключей Мезвежьего и Малого Агута	Кварцевые прожилки	12
180	III-2	Левый борт долины рч. Маркты (выше устья кт. Илькохта)	Выраженность молибдена в кварцевых прожилках	12
194	III-3	Правый борт долины кт. Нав. Бомбандо	Слабы скарнов и спениг-аллюитов с выраженной молибденитом	12
19	1-1	Водораздел ключей Сиво и Сивокопа	Тонкая выраженность молибдена в фрейдензурованных гранит-порфирах	12
95	1-3	Левый склон долины кт. Средн. Долган	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12
228	IV-2	Водораздел левой и правой вершин рч. Сатбуш	Кварцевые жилы с молибденитом	12
124	II-2	Правая вершина рч. Точоро	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материала по списку (приложение 1)
126	П-2	Правая вершина рч. Точеро	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
131	П-2	Левая вершина рч. Точеро	То же	12
132	П-2	Водораздел речек Точеро и Гулинги	" "	12
133	П-2	Водораздел речек Точеро и Гулинга	" "	12
196	П-3	Правый борт долины рч. Талаги	Перматитовая жила	12
254	IV-4	Левый борт долины рч. Талаги	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
255	IV-4	Левый борт долины рч. Талаги	Перматитовая жила	12
256	IV-4	Водораздел рч. Талаги и кл. Жибкокс	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
258	IV-4	Водораздел рч. Талаги и кл. Жибкокс	То же	12
267	IV-4	Левый борт долины кл. Таланги	Чешуйчатая вкрапленность молибдена в скарпах	12
268	IV-4	Левый борт долины кл. Таланги	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
60	1-2	Левый склон долины р. Усоя (верховье)	Свалы кварца с флюоритом и молибденитом	4
167	П-4	Левый борт долины р. Усоя	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
40	1-2	Водораздел кл. Эрани и рч. Кара	Вкрапленность молибдена в кварц-полевых шпатовых прожилках	4
44	1-2	Водораздел кл. Эрани и Бол. Гранитного	Вкрапленность молибдена в кварцевых прожилках	12
49	1-2	Водораздел кл. Эрани и р. Кара	Вкрапленность молибдена в кварц-полевых шпатовых прожилках	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материала по списку (приложение 1)
90	1-3	Левый склон долины кл. Якша	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
100	1-4	Водораздел речек Долган и Има	Тонкочешуйчатая вкрапленность молибдена в меккозернистых гранитах	12
83	1-3	Бернлий	" "	12
243	IV-3	Правый борт долины кл. Гулхена	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
103	1-4	Левый склон долины р. Има	" "	12
159	П-4	Правый борт долины р. Има	" "	12
161	П-4	Правый борт долины р. Има	" "	12
164	П-4	Водораздел рек Има и Усоя	Кристаллы везувяна в кварц-эпидотовой метасоматической жиле	12
155	П-4	Долина кл. Левого Долгана	Ореол рассеяния по данным металлотрического опробования	12
148	П-3	Водораздел ключей Ороченского и Баткина	То же	12
102	1-4	Водораздел рек Усоя и Има	" "	12
89	1-3	Правый склон долины кл. Якша	" "	12
		Литний	" "	12
108	П-1	Водораздел рч. Ауглей и кл. Мслвеквето	" "	12
135	П-2	Левый борт долины рч. Аунника	" "	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
140	III-3	Литий, иттрий Правый борт долины кв. Амандака	Ореол рассеяния по данным металлометрического опробования	12
134	II-2	Правый борт долины р. Гулннга	То же	12
115	II-1	Левый склон долины кв. Медвежьего Тантал, ниобий	" "	12
156	II-4	Бассейн ключей Бол. и Мал. Баркасуи и вер- ховьев рч. Талали	Ореол рассеяния по дан- ным штихового опробо- вания	12
263	IV-4	Бассейн рч. Бомбандо Правый борт долины кв. Гулхен	То же Россыли обожренного карица с тантало-нио- бидовой минерализацией	12
248	IV-3	Бассейн ключей Дик- тодона и Карафгита	Ореол рассеяния по данным штихового опро- бования	12
151	II-3	Бассейн рек Долгана и Имы	То же	12
154	II-4	Правый борт долины рч. Долгана	Глыбы альбитизиро- ванного перматита с тан- тало-ниобидовой минера- лизацией	12
99	I-4	Водораздел рек Имы и Долгана	Микрограниты с тан- тало-ниобидовой минерали- зацией	12
50	I-2	Левый склон долины рч. Кара	Ниобиевая минерали- зация в кварцевых пор- фирах. Содержание нио- бия 0,03%	12
183	III-2	Правый борт долины кв. Прямоугольного	Тантало-ниобидовая ми- нерализация в нижнепа- леозойских гранитах	12
186	III-2	Правый борт долины кв. Прямоугольного	Перматитовая жила	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
137	II-2	Редкие земли Правый борт долины кв. Аулника	Ореол рассеяния ит- трия по данным металло- метрического опробова- ния	12
153	II-4	Бассейн Бол. и Мал. Баркасуи	Ореол рассеяния мо- нацита по данным шти- хового опробования	12
270	IV-4	Правый борт долины р. Бомбандо.	Ореол рассеяния ит- тербия по данным ме- таллометрического опро- бования	12
182	III-2	Левый склон долины рч. Илькохта	Перматитовая жила	2
184	III-2	Бассейн ключей Иль- кохта и Прямоугольного	Ореол рассеяния мона- цита по данным штихо- вого опробования	12
174	III-2	Левый борт долины р. Иннокана	Перматитовая жила	12
177	III-2	Левый борт долины р. Марикты	Катаклазированные гра- ниты витимканского ком- плекса	12
192	III-3	Водораздел р. Малого Амалата и кв. Нов. Бом- бандо	Перматитовые жилы	12
92	I-3	Водораздел ключей Ср. Якша и Ср. Долгана	Ореол рассеяния ит- трия по данным метал- лометрического опробо- вания	12
129	II-2	Левая вершина р. То- черо	Коренные выходы квар- цевых жил	12
165	II-4	В и с м у т Водораздел рек Имы и Усоа	Внеузловый минерали- зация в кварц-везувияно- вой жиле	12
233	IV-2	Левый борт долины рч. Салбуди	Кварцевые жилы с висмутинном	12
3	I-1	Бассейн рек Чины и Иннокана	Ореол рассеяния по данным штихового опро- бования	8

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
77	1-3	Флюорит Левый склон долины рч. Багдарина (вершина)	Вкрапленность флюорита в кварцевых порфирах	12
72	1-3	Правый склон долины кт. Бол. Киро	Свалы кварца с флюоритом	12
96	1-3	Вершина кт. Верхн. Якша	Кварцевые прожилки с флюоритом	12
22	1-2	Водораздел рч. Кара и кт. Безмянки	Вкрапленность флюорита в кварц-полевощпатовых прожилках	12
37	1-2	Водораздел рч. Кара и кт. Эрани	Вкрапленность флюорита в кварц-полевощпатовых прожилках	4
45	1-2	Водораздел р. Кара и кт. Эрани	Вкрапленность флюорита в кварц-полевощпатовых прожилках	4
87	1-3	Левый склон долины кт. Конгода	Свалы кварца с флюоритом	12
64	1-2	Водораздел кт. Мал. Гранитного и р. Усой	Вкрапленность флюорита в кварц-полевощпатовых прожилках	4
110	II-1	Правый склон долины кт. Медвежьего	Кварц-полевощпатовые жилы с флюоритом	12
197	III-3	Водораздел ключей Нов. Вомбандо и По-кровского	Кварцевые жилы с вкрапленностью флюорита	12
20	I-1	Водораздел ключей Сиво и Сивокона	Вкрапленность флюорита в грейзенизированных гранит-порфирах	12
30	I-2	Правый склон долины кт. Сиво	Вкрапленность флюорита в кварц-полевощпатовых прожилках	12
97	I-3	Левый склон долины кт. Самокдыкана	Кварцевые прожилки с флюоритом	12

Продолжение прилож. 4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
68	1-3	Левый склон долины р. Усой (верховье)	Вкрапленность флюорита в сенинтах	12
38	I-2	Водораздел кт. Эрани и Бол. Гранитного	Вкрапленность флюорита в кварц-полевощпатовых прожилках	12
39	I-2	Водораздел кт. Эрани и рч. Кара	То же	4
62	I-2	Правый склон долины кт. Бол. Киро (верховье)	Свалы серпентинита с асбестом	15
53	I-2	Водораздел ключей Амандака и Бол. Киро	Талькиты	15
205	III-4	Левый борт долины кт. Горбылевского	Кварц-диастоновые породы	12
172	III-1	Водораздел рч. Аугтеи и кт. Мал. Аугтеи	Приурочен к разлому. Дебит 2 д/сек. Углеки-дый	12
21	I-1	Левый склон долины кт. Сиво (верховье)	Источник связан с разломом. Дебит 5 д/мин	12

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Стратиграфия	5
Интрузивные образования	28
Тектоника	45
Геоморфология	50
Полезные ископаемые	53
Подземные воды	69
Литература	71
Приложения	73

Стр.

Редактор издательства *В. В. Кузюшкин*
 Технический редактор *В. В. Романова* Корректор *Т. Я. Холмцова*

Подписано к печати 13/VI 1965 г. Уч.-изд. л. 7,4
 Поч. л. 6
 Формат 60×90^{1/16} Тираж 100 экз. Зак. № 04173

Издательство «Недра». Москва, Центр, ул. Кирова, 24
 Типография фабрики № 9 ГВТК