

Министерство геологии СССР
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
УПРАВЛЕНИЕ

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Прихотская

Лист Р-54-XXXIV (Кетанд)

Составил В.Г.Королюков

Редактор И.П.Васецкий

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
27 апреля 1978 г., протокол № 15

13147



Москва, 1978

	Стр.
Введение	3
Геологическая изученность	5
Стратиграфия	7
Интрузивные образования	31
Тектоника	50
Геоморфология	58
Полезные ископаемые	62
Подземные воды	65
Оценка перспектив района	67
Литература	69
Список проявлений полезных ископаемых	71

Редактор Т.И.Матис

Технический редактор Н.В.Павловская

Корректор Н.А.Судонкина

Сдано в печать 31/X-1978 г.	Подписано к печати 22/X-1978 г.
Тираж 198	Формат 60x90/14
	Уч.-изд.л.5,7
	Заказ 0807

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-54-XXXIV расположена на южных отрогах хр. Сунтар-Хаята, ограничена координатами $60^{\circ}00'$ - $60^{\circ}40'$ с.ш., $141^{\circ}00'$ - $142^{\circ}00'$ в.д. и по административному делению относится к Охотскому району Хабаровского края РСФСР. Она представляет собой таежный горный район. Наиболее возвышенными и расчлененными являются центральная и северо-восточная части территории. В центральной ее части в меридиональном направлении прослеживается Кетандянская горная гряда, в северо-восточную часть проникают южные отроги Кюмской горной цепи. Абсолютные высоты гор здесь 1500-1858 м, а превышения над днищами долин достигают 1000 м. На северо-западе территории и местами в юго-западной и северо-восточной ее частях наблюдаются участки слабо всхолмленной поверхности выравнивания, поднятой над уровнем моря на 700-1000 м. Реликты этой поверхности, сохранившиеся на высокогорных участках, имеют абсолютные отметки около 1500 м и представляют собой вершины столовых гор. На остальной части территории рельеф среднегорный с абсолютными высотами 600-1300 м и относительными превышениями 300-600 м.

Речная сеть района принадлежит в основном бассейнам р.Кетанды (приток р.Урака) и р.Арки (приток р.Охты), берущим начало на западных склонах Кюмской цепи. Река Кетанда пересекает территорию листа с севера на юг, образуя в центральной ее части коленообразный изгиб, где на протяжении 20 км протекает с запада на восток. Ширина реки 20-100 м, глубина 0,5-5 м, скорость течения 1,2-1,5 м/с. Наиболее крупные ее притоки - ручьи Олчан и Эйчан (правые) и Ония, Гальмаркан и Абдай (левые). Переходить вброд р.Кетанду можно лишь в верхнем течении. Река Арка протекает в восточной части территории с северо-запада на юго-восток. Ширина ее 20-100 м, глубина 0,5-3 м, скорость течения 1,9 м/с. Слева в р.Арку впадает руч. Эльбах, справа - руч.Уис. Все реки и ручьи бассейна Арки легко преодолимы вброд. По р. Кетанде от пос.Кетанда и по р.Арке от устья руч.Эльбаха воз-

можен сплав на резиновых лодках, но он небезопасен из-за множества перекатов, лесных завалов и наледей, которые не стаивают до середины лета. Весной и в периоды затяжных дождей уровень воды в реках и ручьях резко повышается; переправа через реки и сплав по ним в это время невозможны.

Климат района суровый. По данным метеостанции пос. Арка, среднегодовая температура минус $7,3^{\circ}$; самый холодный месяц - январь ($-30,9^{\circ}$), самый теплый - июль ($+14,4^{\circ}$). Абсолютный минимум температуры воздуха - минус 58° , максимум - плюс 32° . Среднегодовое количество осадков 400 мм, из них около 300 мм выпадает в теплый период года (май - сентябрь). Мощность снегового покрова 1-2 м. Снег выпадает обычно в середине сентября, а сходит в конце мая; реки замерзают в середине октября, вскрываются в конце мая. Летом преобладают южные и юго-восточные ветры, зимой - северные и северо-западные; скорость ветра обычно 1,4-2 м/с, но иногда зимой достигает 8 м/с.

Территория листа - типичный таежный район. В речных долинах произрастает даурская лиственница, которая может быть использована в качестве строительного и крепежного материала, а также осина, береза, чозения и различные кустарники. В долинах крупных рек участками встречаются луговая растительность. Склоны гор покрыты зарослями кедрового стланика, которые на высоте 800-1000 м сменяются гольцами и горными тундрами, где произрастают лишайники.

Обнаженность территории различна: северо-западная ее часть, где развит слабо расчлененный платообразный рельеф, обнажена слабо; центральная часть Кетандинской гряды характеризуется хорошей обнаженностью; остальная часть территории обнажена удовлетворительно.

Экономически территория освоена слабо. В верховье Кетанды расположен пос. Кетанда, в котором находится отделение колхоза им. XX партсъезда. В пос. Кетанда имеется фактория-магазин и проживают 1-2 семьи оленеводов. В зимнее время здесь происходит забой оленей и население поселка увеличивается до 15-20 человек. Сообщение между пос. Кетанда и Охотском, находящемся от него в 180 км, зимой осуществляется самолетами АН-2, летом - вертолетами. В летнее время в бассейнах ручьев Олни и Эльбяха ежегодно происходит выпас стада оленей, остальная часть территории лишь эпизодически посещается охотниками и оленеводами. В 22 км восточнее района расположен пос. Арка, где находится оленеводческий колхоз, метеостанция, магазин, почта, аэродром для самолетов типа АН-2. Поселки Арка и Кетанда соединены торной тропой, по которой, после небольшого объема дорожных работ на отдельных участках, возможно движение вездеходов и тракторов. На остальной территории сообщение осуществляется по тропам, пригодным лишь для вьючного транспорта.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые географические и геологические сведения о территории были приведены А. Эрманом, который в 1828 г. прошел из Якутска через пос. Кетанду на побережье Охотского моря. Он указывал, что за р. Кетандой "тянется скалистая цепь с огромными зубчатыми вершинами, состоящая из зеленого порфирита."

В 1944-1945 гг. геологами Охотской экспедиции ГРУ Дальстроя почти на всей территории были проведены геологосъемочные и поисковые работы м-ба 1:500 000 и 1:1 000 000, и только участок площадью около 170 км² на севере ее оставался "белым пятном" до последнего времени. Л.С. Степаньков [22] в 1944 г. провел геологическое картирование западной части территории в м-бе 1:1 000 000. Он установил здесь широкое развитие меловых вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, которые были разделены (снизу вверх) на четыре толщ: 1) туфокогломераты, туфопесчаники, туфы андезитов, липаритов и дацитов; 2) липариты и их туфы; 3) двуокиселовые и пироксен-оливиновые андезиты и их туфы; 4) базальты. В нижней толще вблизи западной границы территории, в устье Сетаньки, Л.С. Степаньков собрал отпечатки *Szekanowkia rigida* Neer, *Pityophyllum angustifolium* (Math.), на основании чего отнес ее к раннему мелу; вышележащая толща липаритов считалась условно ранне-позднемеловой, двуокиселовые андезиты относились к позднему мелу, а базальты - к палеогену.

В том же году восточную часть территории закартировал в м-бе 1:500 000 В.Е. Дибров [16]. Меловые вулканогенные образования он разделил на три овины: андезитовую (нижний мел), липаритовую (верхний мел) и базальтовую (палеоген). Возраст их был принят условно по степени изменения эффузивов. В.Е. Дибров в восточной части территории листа установил широкое развитие гранитоидных пород условно позднемелового возраста, слагающих крупные массивы (Гырбинский, Право-Аркинский и др.). В 1944 г. бассейн Таклакана закартировал в м-бе 1:500 000 П.Г. Вербицкий [13], который описал такой же разрез вулканогенной толщи.

В 1945 г. В.Я. Петров [21] провел илиховое опробование руч. Лев. Таклакана и дал отрицательную оценку перспективам его золотоносности. Так же оценили перспективы территории на полезные ископаемые Л.С. Степаньков, В.Е. Дибров и П.Г. Вербицкий.

В 1950 г. результаты работ указанных исследователей были обобщены Н.И. Мариним, А.С. Спьяковым, Б.А. Снятковым и Л.А. Снятковым, составившими сводную геологическую карту верховьев Колымы, Индигирки и северного побережья Охотского моря в м-бе 1:500 000; при со-

ставления карты впервые производилось геологическое дешифрирование аэрофотоснимков.

В 1962 г. был издан лист Р-54 геологической карты СССР м-ба 1:1 000 000 и объяснительная записка к нему, составленные С.В. Домохотовым [15]. В основу листа Р-54 для рассматриваемой территории была положена упомянутая карта Н.И. Ларина, А.С. Симанова и Б.А. Сняtkова и Л.А. Сняtkова.

В 1958 г. Е.Г. Херушимова [23] провела аэромагнитометрическую съемку м-ба 1:200 000 на всей территории листа, а в 1964 г. Л.И. Задорожко [17] выполнил аэромагнитометрическую съемку в м-бе 1:50 000 юго-восточной ее части.

В 1967-1969 гг. на всей площади листа Р-54-XXXIV были проведены геологосъемочные и поисковые работы м-ба 1:200 000 В.Г. Корольковым [20]; материалы этих работ положены в основу настоящей геологической карты и объяснительной записки. В результате этих работ геологическое строение территории, по сравнению с изображенной на листе Р-54, значительно уточнено. Установлены архейские, позднепротерозойские, девонские, каменноугольные, верхнетриасовые отложения; вулканогенные образования мелового и палеогенового возраста, в соответствии с легендой к Приохотской серии листов, разделены на свиты, причем расширена палеофитологическая характеристика раннемеловых интрузивов и впервые собрана флора в позднемеловых вулканитах; уточнен состав и границы позднемеловых интрузивных массивов. В результате поисковых работ, которые проводились с применением шлихового опробования с детальностью 3 пробы на 1 км речной сети, а также отбором штифных и металлотрических проб, выявлено несколько коренных рудопроявлений золота и серебра и околуренных шлиховые ореолы золота, позволяющие положительно оценить перспективы отдельных участков территории на эти полезные ископаемые.

Сведения о полезных ископаемых даны на карте по состоянию на 1 января 1971 г.

В полевых и камеральных работах, кроме автора, принимали участие А.М. Королькова и Ф.Н. Васецкий, а в камеральной обработке материалов А.С. Карпова. Предлагаемые геологическая карта и объяснительная записка составлены в Центральной геолого-геофизической экспедиции Северо-Восточного территориального геологического управления^{х)} В.Г. Корольковым; главы "Геоморфология", "Подземные воды" написаны А.М. Корольковой. Работа над картами и запиской продолжалась с ноября 1970 г. по март 1971 г. На территории листа имеется контактная печать аэрофотосъемки м-ба 1:75 000. Дешифрируемость ее плохая из-

за заснеженности больших участков территории, она позволяет установить лишь направление главнейших разрывных нарушений, границы распространения четвертичных отложений и на некоторых участках - границы интрузивов. Для составления тектонической схемы использованы аэромагнитные карты м-ба 1:200 000 и 1:50 000, на которых иногда интерпретируются границы главных тектонических и вулканических структур.

Определения ископаемой фауны из каменноугольных отложений района выполнены Г.Е. Черняком (НИИГА), Р.С. Клычевой (ЛГУ) и Л.И. Попеко (Читинское геологическое управление), верхнетриасовая фауна определена А.М. Корольковой, растительные остатки из меловых вулканитов - А.Ф. Ефимовой, анализ спорово-пыльцевых проб произведен Н.Н. Сивковой и Л.З. Сютки (СВГТУ). Химические анализы выполнены в Центральной химической лаборатории СВГТУ аналитиком Х.Х. Базиевым, З.И. Карпичевой, М.В. Кондрашиной, Н.И. Опущанской, О.М. Сидоровой. Абсолютный возраст пород определен И.А. Загрузиной в лаборатории СВ КНИИ СО АН СССР.

Геологические границы на данном листе и прилегающих к нему с востока и юга листах Р-54-XXXV и О-54-IV, которые приняты НРС ВСЕГЕИ к изданию, в целом уязвываются. Палеогеновый возраст урацкой свиты, принятый на листе О-54-IV, изменен на данном листе на позднемеловой в результате дополнительных сборов флоры на смежных территориях.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа известны архейские, верхнепротерозойские, девонские, каменноугольные, триасовые, меловые и палеогеновые образования; в долинах рек развиты рыхлые четвертичные осадки различного генезиса.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА (AR)

Архейские метаморфические породы обнажены в междуречье Элеана и Лев. Эльбыха в северо-восточной части территории листа, где сложен тектонический блок площадью около 20 км². Они представлены однообразными диафторированными плагиогнейсами, содержащими редкие линзообразные тела амфиболитов и биотитпироксеновых кристаллических сланцев. Общая мощность архейских образований превышает 1000 м.

Плагиогнейсы представляют собой светло-серые с зеленоватым оттенком массивные, реже со слабо выраженной кристаллизационной сланцеватостью, породы гравобластовой структуры, сложенные олигоклазом

^{х)} Далее ЦГГЭ СВГТУ

№ 27 (66%), кварцем (21%), речетчатом микроклином (1%), биотитом (2%) и новообразованиями биотита, хлорита, актинолита и лейкогена (10%); акцессорные минералы — апатит и циркон. Размеры зерен в породе 0,1–3 мм. Плагноклаз образует более или менее изометричные зерна, тонко полисинтетически сдвойникованные, он серицитизирован, слабо карбонатизирован и пелитизирован; микроклины не изменены; биотит слагает мелкие чешуйки красно-коричневого цвета, реликты такого же биотита иногда сохраняются внутри биотит-хлорит-актинолитовых псевдоморфов по этому минералу. Химический состав плагноклаза приведен в табл. I (проба I).

Биотит-пироксеновые кристаллические сланцы — темно-серые, почти черные, массивные или с неясно выраженной кристаллизационной сланцеватостью породы лепидогранобластовой структуры. Они состоят из серицитизированного плагноклаза № 37–45 (53–55%), яркого коричнево-красного биотита (17–20%), диопсида, замещенного карбонатом и волокнистой роговой обманкой (15–27%) и псевдоморфов волокнистого амфибола, биотита, хлорита, карбоната и серпентина по ромбическому пироксену (до 8%). Химический состав породы приведен в табл. I (проба 2).

Амфиболиты, как и кристаллические сланцы, пользуются ограниченным распространением в составе архейского кристаллического комплекса и образуют среди плагноклазов линзообразные тела размером 2х10 м. Это темно-зеленовато-серые, почти черные массивные породы гранобластовой (изодиаметричной) структуры. Они состоят из андезита № 36 или из лабрадора № 51 (20–40%) и роговой обманки, плещохраняющей от красно-бурого до желтовато-бурого тона и замещенной бесцветной волокнистой роговой обманкой, близкой к актинолиту — $2V = 36^\circ$, $Mg = 8-10\%$ (60–80%).

Структурно-текстурные и минеральные особенности указанных пород (наличие красно-бурых биотитов и коричнево-бурых роговых обманок) сходны с особенностями архейских кристаллических пород из других участков Охотского массива, метаморфизованных, по мнению Г.А. Гринберга [2], в гранулитовой фазии.

Архейский возраст пород принят на основании высокой степени их метаморфизма. Абсолютный возраст биотит-пироксенового кристаллического сланца определен калий-аргоновым способом в 1180 и 1224 млн. лет, а плагноклаза в 336–351 млн. лет (табл. 3, проба I, 2). Омоложение возраста, видимо, объясняется диафорезом пород в процессе более поздних магматических проявлений [2, 3].

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (пр.?)

К верхнему протерозою условно отнесена толща серых мраморизованных и контактово-метаморфизованных известняков видимой мощностью около 200 м, обнажающаяся между ручьями Прав. и Лев. Эльбах в северо-восточной части территории листа. Породы слагают тектонические блоки среди позднемеловых гранитоидов и архейских кристаллических образований. Из-за слабой обнаженности полойный разрез верхнепротерозойских отложений описать не удалось. Известняки — серые слоистые и массивные, состоят из зерен кальцита размером 0,05–0,08 мм и небольшого количества мельчайших зерен тремолита и диопсида. На контакте с меловыми гранитами известняки превращены в пироксен-карбонатные роговики, содержащие до 30% моноклинного пироксена. Породы содержат проблематичные органические остатки, возможно, онколиты. Возраст толщи принят на основании ее сходства с позднепротерозойскими образованиями, распространенными в бассейнах Нянаги, Еровка и других участках Охотского района [3, 18].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Девонские отложения на территории условно разделены на два яруса — франский, сложенный пестроцветными осадочными породами, и фаменский, в разрезе которого доминирует эффузивы кислого состава. Распространены они на северо-востоке территории листа, тяготея к выходам архейских и протерозойских образований.

Франский ярус (D₂fr?)

Отложения франского (?) века представлены бурыми, красными, зеленовато-серыми, фиолетовыми конгломератами, песчаниками и алевролитами с прослоями известняков и туфо-песчаников. Непосредственные взаимоотношения пород яруса с подстилающими образованиями не наблюдались, но присутствие в гальках конгломератов из низов его разреза различных гнейсов, кварцитов, мраморов (в том числе с онколитами) свидетельствует о перерыве в осадконакоплении, предшествующем формированию франского яруса.

Нижняя (видимая) часть разреза^{x)} отложений яруса, описанная автором [20] на правом берегу руч. Прав. Эльбах, следующая (в м):

I. Известковые песчаники розовые среднезернистые, иногда косослоистые, с прослоями алевро-

^{x)} Все разрезы дочетвертичных отложений описываются снизу вверх.

литов и туфогенных песчаников. В песчаниках обломки брахиопод из семейства *Strophomenidae*, ближе не определенных (сообщение М.А.Ржоясницкой) 200

2. Конгломераты пестроокрашенные с валунами. Обломки сложены известняками, кварцитами, алевролитами, микроглиновыми гранитами, гнейсами; цемент известково-гравийный 80

Мощность отложений в этом разрезе 280 м.

Верхняя часть разреза яруса описана автором [20] на левобережье руч.Злекана, в 8 км юго-восточнее приведенного разреза.Здесь залегают (в м):

1. Известковистые песчаники зеленоватозеленоватые, мелкозернистые 20
2. Известковистые песчаники бурные косослоистые, с прослоями алевролитов 30
3. Доломитистые песчаники зеленоватозеленоватые, мелкозернистые, параллельнослоистые 40
4. Известковистые песчаники пятнисто-бурные доломитовые, крупнозернистые 10
5. Алевритистые известняки серые мелкозернистые, переслаивавшиеся с песчаниками известняковыми 10
6. Известковистые песчаники серые доломитовые 50

Общая мощность отложений в разрезе 160 м.

Суммарная мощность яруса, по приведенным разрезам, 440 м; полная мощность, видимо, несколько больше и принимается равной 500 м.

Породы яруса характеризуются яркой пестрой окраской, обусловленной постоянным присутствием гематитовой "пыли", плохой сортировкой обломочного материала по размеру и составу, нередко обладают кривой слоистостью. В составе обломочного материала преобладают кварц и полевые шпаты, реже встречаются обломки гранитов, липаритов, известняков, гнейсов, зерна циркона, апатита, ильменита, магнетита, граната. Последний установлен во всех породах яруса, причем в некоторых песчаниках содержание граната (скорее всего, алмадина) достигает 5% объема, а отдельные прослои мощностью 1 мм на 40% состоят из зерен магнетита и граната. Цемент песчаников карбонатно-кремнисто-слистистый, карбонатно-железисто-слистистый, карбонатно-хлорит-эпидотовый или карбонатный. Количество карбоната в цементе 10-50%, причем, вероятно, присутствует несколько минеральных видов, из числа которых уверенно диагностируются кальцит и доломит. Известняки, образующие прослойки среди песчаников, также в различной степени "засорены" обломоч-

ным материалом, аналогичным указанному выше. Очевидно, породы яруса образовались главным образом за счет разрушения архейских гнейсов, гранитоидов и протерозойских карбонатных пород.

Франский возраст отложений принят на основании сходства разрезов и литологии этой толщи с фаунистически охарактеризованными образованиями бассейна р.Ульбен [12]

Фаменский ярус (D₃f?)

К фаменскому ярусу отнесена толща липаритов, трахилипаритов, липарито-дацитов и их туфов, согласно перекрывающая породы франского яруса. Неопределенный контакт их наблюдался автором [20] в верховье руч.Лев.Зльбыха, где на серые известковистые песчаники франского яруса согласно налегает 20-метровый пласт бурных кристаллокластических туфов липаритов, по подошве которых проводится нижняя граница фаменских образований. Падение слоев к юго-западу под углом 28°. На туфах согласно залегают бурные и фиолетовые флициально-пеннистые лавы липаритов, содержащие обломки розовых микроглиновых гранитов до 2 см в диаметре. Мощность этого покрова 15 м.

Однообразный лавовый состав образований фаменского яруса иллюстрируется следующим разрезом (без самих его излов), описанным автором на правобережье руч.Прав.Зльбыха [20] (в м):

1. Липариты темно-серые флициальные порфирировой структуры 200
2. Туфы липаритов и трахитов темно-бурные крупнообломочные, с обломками андезитов, трахитов, гранит-порфиров 50
3. Трахилипариты темно-бурные порфирировой структуры 20
4. Липарито-дациты темно-бурные флициальные 80

Общая мощность в разрезе 350 м; полная мощность яруса достигает, видимо, 500 м.

Липариты - наиболее распространенные породы фаменского яруса в районе. Они имеют темно-серый, до черного, цвет с бурными, бордовыми, коричневыми, фиолетовыми оттенками. Внешне это массивные породы, но под микроскопом в них выявляются флициальная, флициально-пузыристая и пузыристая текстуры. Структуры основной массы витрофировая, фельзитовая, микроаплитовая, сферолитовая. В пузыристых разностях пузырьки эллиптической или сферической формы; перегородки между ними тонкие и часто разрушенные: в таких случаях структура породы становится витрокластической. Пузырьки заполнены кварцем, перекристаллизованным вулканическим стеклом либо хлоритом. Вкрап-

ленники; составляющие 2-8% объема породы, представлены альбитом № 6-7 (до 5%), ортоклазом или микроклином (1-3%), биотитом (до 1%), кварцем (1-2%). Акцессорные минералы - циркон, магнетит и апатит. Замещение основной массы породы новообразованными минералами неравномерное и выражается в появлении хлорита, кварца, цеолитов, серпичита, доломита и гематитовой пыли. Химический состав липаритов иллюстрирует табл. I (проба 3).

Липарито-дациты отличаются от липаритов присутствием зонального плагиоклаза во вкрапленниках (олигоклаз-андезин) и обилием хлорита в мезостазице. По сравнению с липаритами в них гораздо больше циркона (до 5%).

Трахилипариты - массивные породы порфировой структуры с микропикнитовой структурой основной массы; при перекристаллизации структура основной массы преобразована в микропикнобластовую и гранобластовую. Вкрапленники альбита и микроклина составляют 2-3% объема породы; связующая ткань сложена альбитом и ортоклазом, по оптическим свойствам близким к микроклину. Химический состав породы приведен в табл. I (проба 4).

Туфы липаритов и трахитов в составе фаменских образований пользуются подчиненным развитием. В основном это мелкообломочные кристаллокластические и реже среднеобломочные литокристаллокластические породы бурого и бордового цвета с пепловой связующей массой, в значительной мере замещенной гематитовой "пылью", карбонатом, кремнисто-серпичитовым и кремнисто-полевошпатовым агрегатом. В кристаллокластических туфах липаритов кластическая часть занимает 60-80% объема породы и представлена обломками кварца, калиевого полевого шпата, олигоклаза и редко - липаритов, кварцитов, вулканических стекол, циркона, граната. В литокластических туфах трахитов в составе обломочного материала преобладают обломки трахилипаритов, трахитов, в подчиненном количестве присутствует калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз. Химический состав такого туфа приведен в табл. I (проба 5).

Фаменский возраст образований принят условно, на основании их сходства с аналогичными эффузивами бассейна Ульбей, возраст которых Ф.Ф. Вельдяковским [12] подтвержден фаунистически. Косвенным подтверждением девонского возраста эффузивов является согласное залегание их на франских (?) отложениях и идентичный с последними характер эпигенетических изменений (краснокаменное перерождение пород).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Визейский ярус (C₁v)

Визейские отложения установлены на двух изолированных участках в верховье руч. Прав. Эльбыха, на северо-востоке территории листа. Взаимоотношения их с подстилающими образованиями не наблюдались. Это монотонная толща темно-серых (до черных) тонкоплатчатых слабослоистых алевролитов, характеризующихся хорошей сортировкой и окатанностью обломочного материала; цемент пород глинистый, участками кремнисто-глинисто-карбонатно-углистый. Видимая мощность толщи около 200 м. По всему ее разрезу более или менее равномерно распределены остатки брахиопод, мшанок и морских лилий. Среди брахиопод Г.Е. Черняк определил *Paeckelmannia cf. polita* (McCoy), *Spirifer* sp., *Punctospirifer* ex gr. *octoplicatus* (Sow.), *Dielasma* sp., *Plicochonetes cf. sinuatiformis* (Lap.), *Fluctuaria* ex gr. *undata* (Defr.), *Torgunifer* sp., криноидеи, по сообщению Р.С. Елтышевой, представлены стеблями *Camptocrinus cf. beaveri* Moore et Jeffards, *Euloncherostigma cf. impunitum* Moore et Jeffards, *Arenariocrinus cf. arenarius* Yelt. et Dubat.; из мшанок Л.И. Попеко определены *Fenestella* ex gr. *triangularis* Nekh., *Fenestella* sp., *Polypora* ex gr. *sibirica* Jan., *Sulcoretpora cf. minuta* Mor., *Ptilopora* sp. № 1,2.

По заключению указанных палеонтологов, комплекс фауны определяет визейский возраст отложений [20], хотя по одним лишь криноидеям возрастной интервал более широк (визе-намюр).

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Среди верхнетриасовых отложений на территории листа выделены ниженорийский подъярус и верхенорийский подъярус с условно ретским ярусом.

Ниженорийский подъярус (T₃д₁)

К ниженорийскому подъярусу отнесена толща алевролитов и углисто-глинистых сланцев с горизонтами пелициподовых ракушников, имеющая видимую мощность около 300 м. Толща обнажена в кровле гранитной интрузии на левобережье руч. Прав. Эльбыха и взаимоотношения ее с подстилающими образованиями не наблюдались. Возраст отложений определен по многочисленным отпечаткам *Monotis ochetica* (Keys.), *M. ochetica eurhachis* Tell., *M. aff. jakutica* Tell. [20]

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД (в вес.%)

Таблица I

Компо- ненты	Номера проб																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	71,74	50,61	73,99	68,62	62,20	71,61	65,67	54,36	52,57	57,66	58,10	61,54	65,25	72,65	72,46	67,65	54,36	55,54
TiO ₂	0,32	0,86	0,26	0,38	0,56	0,36	0,52	0,69	1,15	1,12	0,71	1,06	0,91	0,25	0,25	0,59	1,08	0,88
Al ₂ O ₃	15,43	12,80	12,74	15,10	18,53	14,74	16,46	17,74	18,35	17,16	17,57	15,86	15,78	14,46	13,65	16,10	18,65	17,47
Fe ₂ O ₃	0,62	1,81	1,03	1,83	1,33	1,22	0,87	5,79	5,21	4,75	3,81	2,09	4,10	1,77	2,26	1,42	5,00	2,15
FeO	1,58	9,20	1,35	1,58	2,42	1,62	2,80	2,37	3,72	2,77	2,83	3,38	0,90	0,57	0,67	1,44	2,38	5,25
MnO	0,02	0,24	0,05	0,03	0,07	0,11	0,08	0,13	0,18	0,14	0,14	0,13	0,19	0,05	0,13	0,10	0,15	0,13
MgO	0,63	8,09	0,60	0,60	1,20	0,60	0,83	3,36	3,07	2,53	1,75	1,49	0,12	0,34	0,57	0,48	3,19	3,41
CaO	2,78	7,92	0,65	0,83	1,39	1,48	2,82	6,84	7,66	5,46	6,33	4,42	3,03	0,53	1,06	1,06	0,33	6,69
Na ₂ O	4,45	2,16	3,33	4,34	5,84	3,24	3,91	3,72	3,73	4,09	3,87	4,82	4,39	4,37	4,00	4,72	4,46	3,37
K ₂ O	1,07	1,02	5,17	5,42	3,80	3,95	3,01	2,00	1,22	0,86	1,81	1,97	3,31	3,37	3,53	4,62	2,29	1,25
+H ₂ O	0,66	3,06	0,49	0,68	1,25	1,10	1,53	1,61	1,26	1,88	1,55	2,39	1,20	1,36	1,34	0,49	1,38	2,83
-H ₂ O	0,13	0,36	0,15	0,11	0,31	0,10	0,05	0,93	0,18	1,36	0,37	0,83	0,49	0,08	0,26	0,07	0,54	0,69
P ₂ O ₅	0,06	0,31	0,07	0,09	0,14	0,08	0,4	0,35	0,28	0,34	0,24	0,18	0,25	0,05	0,05	0,15	0,50	0,26
CO ₂	0,11	1,54	0,20	0,51	0,70	Нет	1,04	Нет	1,65	Нет	1,06	Нет	0,18	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Сумма	99,80	100,07	100,08	100,12	99,74	100,21	99,73	99,85	100,23	100,10	100,14	100,16	100,10	99,65	100,23	99,69	100,31	100,17
п.п.п.	0,74	4,01	0,82	1,04	2,08	1,32	2,32	2,51	3,08	3,66	2,82	2,93	1,81	1,32	1,80	0,45	2,04	3,02
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому																		
a	11,0	7,0	14,2	17,1	18,4	12,3	13,2	11,8	10,9	10,9	11,8	13,7	14,7	14,0	13,5	17,0	13,7	9,9
c	2,1	1,7	0,8	0,9	1,7	1,7	3,4	6,8	7,8	6,7	6,6	4,1	3,4	0,5	1,3	1,9	6,3	7,5
b	7,9	32,4	3,7	4,9	8,4	6,7	7,2	15,6	14,8	11,9	11,0	9,2	5,2	5,6	5,1	3,8	14,3	14,9
e	79,0	58,9	81,3	77,1	71,5	79,3	76,2	65,8	66,5	70,5	70,6	73,0	76,7	79,9	80,1	77,3	65,7	67,7
a'	58,4	-	17,9	19,2	35,0	49,0	31,6	-	-	-	-	-	-	62,4	32,5	14,0	-	-
r'	25,0	32,6	55,3	60,3	24,4	36,3	49,2	49,0	60,1	60,1	58,0	55,7	89,3	34,1	49,3	66,7	48,2	49,1
m'	1,96	42,7	26,8	20,5	40,6	14,7	19,2	38,1	38,4	37,5	28,2	28,3	4,0	3,5	18,2	19,3	39,2	40,7
e'	-	24,7	-	-	-	-	-	12,9	1,5	2,4	13,8	16,0	6,7	-	-	-	12,6	10,2
n	85,6	68,2	49,5	55,2	70,3	56,0	66,3	74,1	82,2	87,5	76,8	79,0	67,0	66,4	63,7	61,0	75,5	80,1
ψ	6,7	4,7	21,4	30,2	13,0	13,7	10,5	33,2	33,3	35,7	31,6	19,8	69,3	25,8	36,3	31,6	31,0	2,9
t	0,3	1,3	0,3	0,4	0,7	0,2	0,5	1,0	1,6	1,4	0,9	1,2	1,0	0,2	0,2	0,6	1,4	1,0
q	33,9	2,1	33,4	19,1	6,2	32,3	22,6	1,2	3,4	12,5	11,0	14,5	20,6	31,3	31,8	18,7	2,3	8,1
a/c	5,2	4,1	17,8	19,0	10,8	7,2	3,9	1,7	1,4	1,6	1,8	3,3	4,3	28,0	10,4	9,0	2,2	1,3

Все пробы из коллекции В.Г.Королькова: 1 - плагионозит (An), 2 - слюдит-пироксеновый кристаллический сланец (An), 3 - липарит (D₃fm?), 4 - трахиллиарит (D₃fm?), 5 - туф трахита (D₃fm?), 6 - туф дацита (K₂am), 7 - жезнотуф (K₂am), 8,9 - андезит-базальты, 10,11 - андезиты (K₂ht), 12 - андезит-дацит (K₂ht), 13 - дацит (K₂ht), 14 - липарит (K₂ht), 15 - кластолава липарита (K₂ht), 16 - трахиллиаритовый пгниморит (K₂ht), 17,18 - андезит-базальты (Pbk). Аналитики Х.Х.Бариев, Э.И. Карпичева, И.В.Кондрашина, Н.И.Опушанская, О.М.Сидорова (ЦМЛ СВНТУ).

Верхненорийский подъярус
и рэтский (?) ярус (T₃n₂+r?)

К верхненорийскому подъярису и рэтскому (?) ярису условно отнесена немая толща песчаников, алевролитов и углисто-глинистых сланцев с горизонтами туфов кислого и смешанного состава, обнажающаяся в верховьях ручьев Прав. Эльбяха и Элекана. С нижненорийскими отложениями взаимоотношения в пределах территории листа не установлены. Эти толщи граничат по разломам, но в соседних районах, в бассейнах Урака, Охоты и Кухтуя, автором [18] и Ф.Ф.Вельдяковым [19] описано согласное налегание верхненорийско-рэтских отложений на монотисовые слои.

Разрез толщи описан В.Г.Корольковым [20] в междуречье Прав. Эльбяха и Элекана (в м):

1. Туфы смешанного состава, зеленовато-серые, тонкослоистые	30
2. Вулканомиктовые алевролиты светло-серые, слоистые	80
3. Вулканомиктовые песчаники желтовато-серые, среднезернистые	60
4. Туфы липаритов серые, тонкозернистые	20
5. Полимиктовые песчаники серые, мелкозернистые	10
6. Вулканомиктовые песчаники желтовато-серые, среднезернистые	60
7. Вулканомиктовые алевролиты, переслаивающиеся с углисто-глинистыми листоватыми сланцами	20
8. Полимиктовые песчаники серые, мелкозернистые	50
9. Туфы смешанного состава темно-серые грубослоистые	20

Общая мощность в разрезе 350 м; полная мощность, видимо, достигает 500 м. В других участках района характер разреза верхненорийско-рэтских (?) отложений аналогичен.

Верхненорийско-рэтский возраст отложений принят на основании их литологического сходства с аналогичными образованиями соседних районов [19]. Не исключено, что возраст этих пород является более молодым, возможно, прским.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, широко развитые на территории листа, представлены нижним и верхним отделами.

Нижний отдел

Нижнемеловые отложения разделены на две свиты: аланскую, сложенную в основном туфогенно-осадочными отложениями, и ульберганскую, в составе которой преобладают эффузивы среднего состава.

Аланская свита (K₁an)

Отложения свиты распространены на правобережье Кетанды, в северо-западной части территории листа; отдельные выходы ее установлены в бассейнах руч. Лев.Они и р.Архи. Свита сложена туфокогломератами, вулканомиктовыми гравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфами андезитов, дацитов и липаритов. В правом борту Кетанды, у западной границы территории листа, В.Г.Корольков [20] по коренным обнажениям описал следующий разрез свиты (в м):

1. Туфы андезитов темно- и зеленовато-серые, грубослоистые средне- и грубообломочные; в верхней части пачки 2 пластовые тела мелкозернистых габбро-диоритов мощностью I и 2 м	50
2. Туффиты темно-серые мелкообломочные с прослоями и линзами туфогенных конгломератов и гравелитов мощностью 0,2-5 м	20
3. Алевролиты зеленовато-серые туфогенные с отпечатками <i>Sphenobaiera flabellata</i> Vassil.?, <i>Pityophyllum nordenakioldii</i> (Heer) Nath., <i>Parataxodium wigginsii</i> Arn. et Lowth.?, <i>Pagiophyllum</i> (?) ex gr. <i>triangulare</i> Fryn.	6
4. Туфы дацитов и туфогенные песчаники, пронизанные серией сложно-пересекающихся, расщепляющихся пластовых тел и даек диоритовых порфиритов, диоритов, андезитов, долеритов, базальтов, диабазов	90
5. Алевролиты темно-серые туфогенные тонкослоистые с отпечатками <i>Nilssonina</i> sp. indet., <i>Phoenicopsis</i> cf. <i>speciosa</i> Heer, <i>Elatocladus</i> sp., <i>Densioephyllum</i> sp.	8

6. Туфопесчаники серые тонко- и среднезернистые с прослоями алевролитов мощностью 0,2-2 м, линзами каменного угля мощностью до 3 см, обугленными остатками стволов и корневищ растений. В алевролитах отпечатки <i>Stenis cf. latiloba</i> Kryshk., <i>Stenis sp. indet.</i> , <i>Pityophyllum staratschinskii</i> (Heer) Nath., <i>Elatocladus sp.</i> , <i>Podozamites sp. indet.</i> , <i>Araucarites sp. indet.</i> , <i>Desmiophyllum sp.</i>	20
7. Туфоконгломераты зеленовато-серые грубообломочные	3
8. Туфы дацитов светло-серые мелкообломочные с прослоями черных углистых туфосланцев мощностью до 0,5 м	10
Общая мощность разреза около 215 м.	

Верхняя часть разреза аланской свиты описана автором [20] в непрерывном коренном обнажении в районе водопада по руч. Олчану (северо-запад территории листа), где залегают (в м):

1. Туфы липаритов серые и темно-серые, кристаллокластические и кристалловитрокластические, грубослоистые	85
2. Туфопесчаники серые мелкозернистые, переслаивающиеся с темно-серыми туфогенными алевролитами, содержащими отпечатки <i>Podozamites cf. lanceolatus</i> (L. et H.) Braun, <i>Desmiophyllum sp.</i> Мощность слоев песчаников I-I,5 м, прослоев алевролитов 0,3-0,5 м	100
3. Туфоконгломераты серые грубослоистые крупногалечные с тонкими прослоями и линзами туфогравелитов. В гальке конгломератов - липариты, их туфы и игнибриты, дациты; цемент, занимающий 20-30% объема породы, мелкообломочный туфовый липаритового состава	50
Общая мощность разреза 265 м.	

Полная мощность свиты около 500 м.

На других участках территории наблюдаются лишь фрагментарные разрезы небольшой мощности, которые не коррелируются друг с другом. Так, в бассейнах руч. Эйчана и Ломаного свита сложена вулканомитовыми гравелитами, на правом берегу Арки - туфопесчаниками и углистыми туфосланцами, в бассейне руч. Тиакучан - туфопесчаниками с отпечатками *Coniopteris cf. psilotoides* (St. et W.) Ward, *Pityophyllum sp.*, *Coniferites sp.*, *Filicales gen. indet.*

Туфы андезитов, наблюдаемые в составе свиты на западе района, представляют собой темно-зеленовато-серые породы, состоящие из остроугольных обломков андезитов (45%), среднего плагиоклаза (3%) и темноцветных минералов, погруженных в тонкообломочный связующий материал, состоящий из хлорита, полевого шпата, эпидота, карбоната, гидроокислов железа и лейкоксена.

Туфы липаритов отмечены в разрезе свиты только на севере района. Это серые и темно-серые слоистые породы кристалловитрокластической и кристаллолитокластической структуры. В составе кластического материала преобладают обломки липаритов и кристаллов вкрапленников: калинатровых полевых шпатов, олигоклаз-андезина и биотита; в небольшом количестве (до 5%) присутствуют обломки основной массы эффузивов умеренно-кислого или среднего состава. Цементирующая масса состоит из тонкораспыленного вещества, в котором различными серицит, хлорит, кварц, полевые шпаты, эпидот и карбонат.

Раннемеловой возраст аланской свиты (скорее всего поздняя часть раннего мела), по заключению А.Ф. Вржмовой, определявшей узаконные растительные остатки, однозначно определяется этим комплексом растений. К такому же выводу ранее пришел В.А. Вахрамеев, определивший в коллекции Г.А. Гринберга [2], собранной в этой толще в устье Сетаньи в непосредственной близости от территории листа *Taeniopteris sp. indet.*, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum sp.*, *Pagiophyllum sp.* (близкий к *P. triangulare* Prun.), В.А. Зимиц, определивший в коллекции Л.С. Степанькова [22] из этого же обнажения *Czekanowskia rigida* Heer, *Pityophyllum angustifolium* (Nath.).

Ульбериканская свита (К,ул)

Свита сложена андезитами, их туфами, туфоконгломератами и брекчиевыми лавами с горизонтальными базальтами. Она развита в основном на правом берегу Арки, в бассейнах ручьев Укса, Хундокоджи и Олчана. Ульбериканская свита несогласно перекрывает аланскую, что отчетливо наблюдается на левом берегу руч. Олчана. Здесь аланская свита слагает антиклинальную складку северо-восточного простирания, крылья которой наклонены под углами 10-15°, а перекрывающие ее андезиты ульбериканской свиты слагают моноклинал, срезавшую эту складку и погружающуюся к юго-западу под углами около 10-15°.

Наиболее полный разрез свиты, описанный автором [20] на правом берегу Арки по коренным обнажениям и аллювию, следующий (в м):

I. Андезиты серые и фиолетово-серые порфировой структуры, слагающие покровы мощностью 5-20 м	160
--	-----

13147

2. Кластолавы андезитов светло-серые	50
3. Андезиты темно-зеленовато-серые, минда- лекарменные, флюидальные	50
4. Андезиты серые массивные порфировой струк- туры	60
5. Андезиты бурные флюидальные порфировой структуры	20
6. Брекчиевые лавы андезитов темно-фиолето- вые	10
7. Базальты темно-серые, флюидальные порфи- ровой структуры	20
8. Туфы андезитов зеленовато-серые средне- обломочные плитчатые, литокристаллокластические	15
9. Андезиты темно-серые порфировой структу- ры, флюидальные	25
10. Туфоконгломераты бурные массивные с про- слоями бурых грубообломочных литокристаллокласти- ческих туфов андезитов	20

Общая мощность разреза 430 м; учитывая, что кровля и подошва разреза здесь отсутствуют, полная мощность сви-
ты, вероятно, около 600 м.

Сходное строение ульбериканская свита имеет и в других участ-
ках района; характерная особенность ее - резкое преобладание лав
над туфами.

Наиболее распространенные в составе свиты андезиты представ-
ляют собой обычно измененные породы темно-серого, зеленовато-серо-
го, бурого цвета порфировой структуры с массивной флюидальной или
миндалекарменной текстурами. Вкрапленники имеют размер 0,3-2 мм и
составляет 15-45% объема породы. Они представлены зональным плагио-
класом (андезин-лабрадор), который в результате изменений обычно
"раскислен" до альбита-олигоклаза (5-20%) и темноцветными минерала-
ми, среди которых иногда по форме выделений различим моноклинный
пироксен; но обычно темноцветные минералы замещены хлоритом, акти-
нолитом, волокнистой роговой обманкой, эпидотом, кальцитом. Основ-
ная масса пилотакситовой, гиалоциллитовой или микролитовой структу-
ры. Она сложена микролитами андезина, в промежутках между которыми
располагаются новообразования хлорита, эпидота, амфибола, кварца
и рудная "пыль". В миндалекарменных разностях миндалинны выполнены
хлоритом; аксессуарные минералы - ильменит, апатит, магнетит.

В базальтах вкрапленники состоят из лабрадора № 52 (15%),
частично замещенного эпидотом, хлоритом и сосситом, и, видимо,
пироксенов (5%), замещенных агрегатом кварца и хлорита. Основная

масса пилотакситовой структуры и сложена микролитами андезин-лабра-
дора № 49-51, между которыми располагаются неправильные зерна иль-
менита (5%), хлорита (10%), эпидота (3%) и лейкоксена (10%).

Туфы андезитов средне- и крупнообломочные породы с пепловой
структурой цемента; обломочная часть в них составляет 60-70% объе-
ма породы и представлена андезитами (10-50%), вулканическим стек-
лом (до 15%), осколками кристаллов андезина (до 20%), биотитом
(до 5%). Пепловый цемент замещен новообразованными кварцем, серпен-
тинитом, эпидотом и хлоритом.

Раннемеловой возраст ульбериканской свиты принят по аналогии
с районами бассейна Охоты, где он обоснован определениями отпечат-
ков ископаемых растений [19]

Верхний отдел

Верхнемеловые вулканогенные образования на территории листа
разделены на три свиты (снизу вверх): амкинскую, сложенную в основ-
ном аффузивами и туфами умеренно кислого состава, хетанинскую, в
разрезах которой преобладают андезиты, и уракскую, сложенную вул-
канитами кислого состава.

Амкинская свита (K_{2am})

Отложения свиты распространены на значительной части террито-
рии листа. Она сложена дацитами, липаритами, их туфами, туфами ан-
дезитов и смешанного состава, в подчиненном количестве в ней при-
сутствуют горизонты андезитов, туфитов, туфогенных песчаников,
алевролитов и конгломератов. Амкинская свита залегает на отложени-
ях ульбериканской и аланской свит, а в соседних районах [18, 19]
также перекрывает верхнетриасовые отложения, что свидетельствует
о перерыве, предшествовавшем ее формированию. На региональный ха-
рактер несогласия между нижне- и верхнемеловыми вулканогенными об-
разованиями указывают все исследователи Охотского района [3, 10, 12,
15].

Состав амкинской свиты крайне не выдержан по простиранию. Для
нее характерно преобладание разнообразных туфов над лавами, которые
к тому же и локально развиты по площади. Типичный разрез амкинской
свиты описан А.С.Карповой [20] по скальным обнажениям на левобе-
режье руч.Уиса на юго-востоке района, где залегает (в м):

I. Туфы липаритов серые с туфитовыми про-
слоями мощностью 1-3 см

2. Туфы липаритов зеленовато-серые, лито- кlastические, средне- и крупнообломочные. В ос- новании залегает выклинивавшийся по простиранию покров темно-серых дацитов мощностью до 50 м	180
3. Туфы дацитов пестрые, средне- и крупно- обломочные, кристаллолитокластические	160
4. Туфы липаритов светло-сиреневые и розо- вато-коричневые, параллельно-слоистые, тонко- плитчатые с растительным детритом	150

Общая мощность пород в разрезе около 600 м.

К северо-западу и юго-востоку от приведенного разреза, в райо-
нах прилегающих к долине р. Арки, амгинская свита сложена в основном
туфами смешанного состава (ксенотуфами) с горизонтами туфов андези-
тов и их лавобрекчий. На геологической карте такие районы выделены
как участки развития туфов разного состава. Строение свиты в этих
районах иллюстрирует разрез, описанный автором [20] в верховьях
руч. Хеты по коренным обнажениям и элювию, (в м):

1. Туфы смешанного состава темно-серые кристаллолитокластические	160
2. Туфы смешанного состава зеленовато-се- рые среднеобломочные кристаллолитокластические	40
3. Туфы андезитов темно-серые разнообломоч- ные кристаллолитокластические	60
4. Туфы смешанного состава темно-серые разно- обломочные кристаллолитокластические	60
5. Лавовые брекчии андезитов темно-зеленовато- серые	30

Общая мощность разреза около 350 м.

Туфы смешанного состава - это средне- и разнообломочные породы
темно-серого, зеленовато-серого и зеленого цвета. Размер обломков
0,01-5 мм, форма их остроугольная, редко оплавленная и уплощенная.
Кластическая часть занимает 50-80% объема породы. Состав обломков
(в %): андезиты - 10-50, липариты - до 40, осколки зерен плагиокла-
зов - 3-20, кварца - до 8, каликатровых полевых шпатов - до 5; обич-
ны обломки осадочных и интрузивных пород - от единичных до 3. Хими-
ческий состав туфа смешанного состава приведен в табл. I (проба 7).
В целом в низах разрезов свиты в бассейне Арки значительная часть
обломочного материала туфов представлена липаритами, кварцем, кали-
катровыми полевыми шпатами, а в верхах - андезитами, причем иногда
разрез свиты венчается уже лавовыми брекчиями андезитов.

В верховье Арки к амгинской свите отнесены брекчиевые лавы ли-
паритов, распространенные на площади около 20 км². Это почти не

стратифицированные розовато-сиреневые, иногда зеленовато-бурые плот-
ные массивные породы брекчиевой текстуры, сложенные различными по
размеру (до 10 см) частично оплавленными обломками липаритов и пере-
кристаллизованного вулканического стекла, погруженными в связующую
ткань липаритового состава. Под микроскопом границы обломков и
связующей ткани нечеткие. Структура связующего материала порфировая
с микрофельзитовой основной массой. Вкрапленники составляют около
15% объема породы и представлены плагиоклазом № 28 (8%), каликатро-
вым полевым шпатом (4%) и кварцем. По ряду признаков эти образова-
ния весьма напоминают описанные Е.Ф. Малеевым [4] отложения агломе-
ратовых пирокластических потоков, в которых произошло полное спека-
ние и переплавление мелкообломочного связующего материала и превра-
щение его в лавоподобную массу.

На юго-западе территории листа, в долине Кетанды и прилегаю-
щей к ней территории, существенную роль в разрезах свиты имеют ла-
вовые и пирокластические продукты извержения дацитового состава.
Разрез свиты, описанный автором [20] на междуречье Кетанды-Хундо-
конджи, следующий (в м):

1. Переслаивавшиеся мелко- и разнообломочные туфы дацитов, зеленовато-серые	140
2. Дациты андезитовидные зеленовато-серые	60
3. Андезиты светло-зеленые, палеотипные	60
4. Дациты андезитовидные зеленовато-серые, ана- логичные слою 2	100

Общая мощность 360 м.

Еще далее к западу в составе свиты увеличивается количество
туфогенно-осадочных пород - туфогенных конгломератов, туфопесчани-
ков, пепловых туфов, углистых туфоалевролитов, при преобладании в
разрезах туфов липаритов. В пепловых туфах липаритов амгинской сви-
ты на правобережье руч. Прав. Таклакан автор собрал отпечатки расте-
ний, среди которых А.Ф. Ефимова определила *Cladophlebis* sp., *Elato-
cladus* (?) sp. indet., *Cephalotaxopsis* aff. *anadyrensis* Krzyzht [20].

Приведенные выше разрезы амгинской свиты и характер распре-
деления ее фаций по площади позволяют сделать вывод, что формиро-
вание свиты, видимо, связано с вулканическими аппаратами централь-
ного типа, располагавшимися в основном в восточной части территории.
Об этом свидетельствует плохая сортировка материала отложений по
крупности в этом районе, грубая слоистость, почти полное отсутст-
вие тонкообломочного материала. По этим признакам фация амгинской
свиты, развитая в восточной части территории, можно считать, по
классификации Е.Ф. Малеева [4], прикратерными автохтонными, в то
время как для западной ее части в целом характерно преобладание ал-

лохтонных фаций промежуточной и удаленных зон. Такое же распределение фаций амгинской свиты установлено автором [18] и ранее описываемой территории.

Возраст амгинской свиты в соседних районах [18,19] принят сенман-туронским и обоснован обширными сборами остатков ископаемых растений. Собранные нами растительные остатки не противоречат этому выводу.

Хетанинская свита (K₂ht)

Свита широко развита в бассейне руч. Таклакан и на правом берегу руч. Уиса; небольшие выходы ее наблюдаются в бассейнах ручьев Абдая, Плоского, Харысая и Эльбиха. Свита сложена двупироксеновыми, оливин-пироксеновыми, пироксен-оливиновыми андезитами и андезито-базальтами; в подчиненном количестве в ней встречаются плагиоандезиты, двупироксеновые базальты, туфы андезитов и дацитов. Хетанинская свита большей частью согласно залегает на породах амгинской свиты, но иногда между ними наблюдается небольшое несогласие. Так, в левом береговом обрыве р. Кетанды, у западной границы территории листа, виден непосредственный контакт хетанинской и амгинской свит. Амгинская свита сложена здесь углистыми туфоалевролитами, переслаивавшимися с туфами липаритов (падение слоев 180°, угол 10°). Подошва покрова миндалякаменного андезитов хетанинской свиты, перекрывающих эту пачку пород, наклонена к югу под углами 15-20° и срезает слои амгинской свиты, но далее по падению быстро выполаживается и принимает горизонтальное положение. Это несогласие, очевидно, не имеет регионального значения и связано с местными особенностями накопления вулканогенных толщ в континентальных условиях.

Разрез хетанинской свиты, типичный для западной части территории, описан А.М. Корольковой [20] по коренным обнажениям на правом берегу руч. Прав. Таклакана (в м):

1. Туфы андезитов зеленовато-серые литокластические среднеобломочные	140
2. Андезиты темно-бурые порфировой структуры	140
3. Плагиоандезиты сиренево-серые	60
4. Андезиты серые, двупироксеновые	40
5. Андезиты темно-бурые, меланократовые ..	10
6. Андезито-базальты темно-серые, пироксеновые с оливином	50
7. Туфы андезитов сиренево-зеленые, кристаллокластические, среднеобломочные	5

8. Андезиты темно-бурые пироксен-оливиновые	50
---	----

Общая мощность покрова в разрезе около 500 м; учитывая, что кровля и подошва разреза отсутствуют, полная мощность свиты, видимо, достигает 600 м.

Структура андезитов порфировая, текстура массивная, участками флюидальная, в краевых частях покровов - миндалякаменная. Основная масса микролитовая, интерсертальная, гиалопелитовая; в центральных частях мощных покровов структура иногда полнокристаллическая микрогипидиоморфнозернистая. Вкрапленники представлены средним плагиоклазом, авгитом, ромбическим пироксеном, оливином. Количество порфирировых выделений 5-25% объема породы, изредка до 50%. Вверх по разрезу намечается закономерная смена состава и свойств породообразующих минералов, слагающих как вкрапленники, так и основную массу. В плагиоандезитах из нижней части разреза основным породообразующим минералом является зональный андезин № 38-44 в порфирировых выделениях и олигоклаз № 28 - андезин № 32 в основной массе. Среднюю часть разреза слагают двупироксеновые андезиты, в которых пироксен образует только вкрапленники. Выше по разрезу они сменяются меланократовыми андезитами, для которых характерен авгит, присутствующий как во вкрапленниках (3%), так и в основной массе (25%). В верхах разреза в андезито-базальтах появляется оливин (1-2%), который обычно замещен магнетитом, баститом, идингситом, кварцем, хлоритом. Вверх по разрезу наблюдается некоторое изменение оптических свойств авгитов, выражающееся в увеличении угла 2V от 44 до 54° и уменьшении $n_{\lambda/\mu}$ от 50 до 38°, что сближает авгиты оливинсодержащих андезито-базальтов с минералами диопсидового ряда.

Для двупироксеновых андезитов, кроме того, характерно раскисление плагиоклазов от подошвы потоков к их кровле (от № 54-57 до № 46). В оливинсодержащих андезито-базальтах, а также в меланократовых и лейкократовых андезитах состав вкрапленников плагиоклаза более постоянен - это андезин № 44-50, двойникование по альбитовому, реде карлсбадскому, законам. Хлорический состав пород хетанинской свиты из бассейна Таклакана приведен в табл. I (пробы 8,9).

К западу от описанного разреза на расстоянии 2-3 км лавы выклиниваются и сменяются туфами при сохранении мощности свиты. Среди преобладающих здесь туфов андезитов в нижней части разреза наблюдаются покровы базальтов и линзы пемзовидных липаритовых туфов, а в верхней - пласты туффитов и туфов дацитов.

Базальты представляют собой черные породы порфировой структуры с интерсертальной структурой основной массы. Вкрапленники, составляющие 40% объема породы, сложены лабрадором № 56, гиперстеном

(Ng-Np = 0,009-0,011; 2V = 85-90°) и диопсидом. Основная масса состоит из микролитов андезина № 48, зерен диопсида и магнетита и полуразложившего вулканического стекла; соотношении кристаллических элементов и стекла в основной массе I:I.

На юго-востоке территории разрез хетанинской свиты и ее состав несколько отличается от вышеописанных. На правом берегу руч. Уиса В.Г. Корольков описал следующий разрез (в м):

1. Двупироксеновые андезиты, темно-зеленые и фиолетово-серые	250
2. Лавовые брекчии андезитов зеленовато-бурые, крупнообломочные	60
3. Двупироксеновые андезиты серые и фиолетово-серые	80
4. Туфы андезитов темно-серые, кристаллолитокластические	20
5. Двупироксеновые андезиты темно-зеленые	100
Общая мощность около 500 м.	

Андезиты представляют собой плотные массивные породы с порфировой структурой. Вкрапленники сложены авгитом, гиперстеном, плагиоклазом № 38-52 и занимают 5-30% объема породы. Основная масса гиалопилитовой, реже интерсерпентальной, микролитовой, витрофировой или пилотакситовой структур. Породы претерпели значительные эпигенетические изменения - плагиоклазы альбитизированы, соссиритизированы и пренититизированы; по пироксенам развит хлорит, серпентин, эпидот, карбонат, сфен; стекло превращено в тонкозернистую буро-зеленую массу, в которой различимы хлорит, рудный минерал, эпидот, кварц, полевые шпаты. Химический состав этих андезитов приведен в табл. I (пробы IO, II).

Стратиграфическое положение хетанинской свиты между флюористически охарактеризованными туфами амгинской свиты и породами уражской свиты позднемелового возраста позволяет относить ее к поздне-меловой эпохе, скорее всего к первой ее половине. Абсолютный возраст андезита из хетанинской свиты, определенный калий-аргоновым методом, равен 90 млн. лет (табл. 3, проба 3).

Уражская свита (K₂ur)

Отложения свиты широко распространены на территории. Она развита в бассейнах ручьев Кунана, Абдая, Ивелчана, Онни, Уиса, Эльбяха и в других местах. Свита сложена липаритами, дацитами, их туфами, туфоконгломератами, игнимбритами липаритового и дацитового состава; изредка в ней встречаются горизонты андезито-дацитов. Она залегает с разрывом на различных горизонтах амгинской и хетанинской свит.

На севере территории, на левобережье Кетанды, в основании уражской свиты залегают грубослоистые конгломераты с хорошо окатанной галькой и валунами пироксеновых, пироксен-оливиновых андезитов, плагиоандезитов, редко дацитов и диоритовых порфиритов; мощность конгломератов около 50 м. Конгломераты перекрыты подметровым слоем темно-бурых мелкообломочных туффитов, которые сменяются светло-серыми среднеобломочными туфами липаритов мощностью 10 м. Очевидно, конгломераты и туффиты являются базальными слоями уражской свиты, возникшими при разрыве хетанинской свиты. В ряде мест отмечено прилегание эффузивов уражской свиты к подстилающим ее образованиям, что свидетельствует о накоплении ее в условиях расчлененного рельефа.

В междуречье Онни-Кетанды подосва серых туфов липаритов, содержащих большое количество остроугольных обломков андезитов, наклонена к югу под углом 30°, орезая горизонтально лежащие покровы подстилающих ее андезитов хетанинской свиты.

Разрезы уражской свиты весьма изменчивы по площади. В верховье руч. Кончи В.Н. Панков [20] описал существенно туфовый разрез свиты. Здесь на андезитах хетанинской свиты залегают (в м):

1. Туфы липаритов кристаллолитокластические среднеобломочные светло-серые	25
2. Липариты флюидальные сиреневого цвета	25
3. Туфы дацитов сиренево-зеленые среднеобломочные кристаллолитокластические	50
4. Туфы дацитов зеленые и зеленовато-серые среднеобломочные литокристаллолитокластические ...	50
5. Туфы смешанного состава, серые мелко- и среднеобломочные, параллельно слоистые	200-250
6. Туфы дацитов грязно-зеленые крупнообломочные литокластические	50
Общая мощность 400-450 м.	

К югу от этого разреза происходит выклинивание туфовых горизонтов и уже в 6 км свита образована только потоками игнимбритов.

Другой разрез уражской свиты описан А.М. Корольковой [20] на правом берегу Арки в районе высоты 1348 м. Здесь на ксенотуфах амгинской свиты залегают (в м):

1. Дациты темно-серые с голубоватым оттенком, тонкоплитчатые	50
2. Игнимбриты липаритового состава, зеленовато-серые, витролитокластические	300
3. Фельзопилариты розовато-фиолетовые ...	100

4. Игнимбриты дацитового состава, коричневые, порфирокластические	100
Общая мощность в разрезе 550 м; полная мощность свиты принимается равной 600 м.	

Игнимбриты широко распространены в составе урагской свиты и установлены на всех участках ее развития. Они представляют собой породы сиреневого, розового, коричневого, зеленовато-серого цвета преимущественно псевдофилидалльной текстуры и состоят из обломков кристаллов и эффузивных пород, заключенных в различной степени сваренную цементирующую массу. По количеству обломочного материала отмечаются витрокластические (объем обломков не более 10%), порфирокластические (15-20%) и кристаллокластические (50%) разновидности.

По составу обломков и цементирующей массы выделяются игнимбри-ты липаритового и дацитового составов. В первых обломочный материал представлен кварцем, кислым плагиоклазом, липаритами и фельзитами, во вторых - преимущественно дацитами и средним плагиоклазом. Структура цемента игнимбри-то-пепловая, характерная для умеренно-сваренных разновидностей. При сваривании пепловых частиц контуры их становятся нерезкими, а между частицами появляется вторичный стекловатый мезостазис. Выделения вторичного стекла удлиненной формы, испытывают некоторую деформацию и огибают более крупные обломки, что придает породе псевдофилидалльный облик. При слабой и умеренной сваренности первоначальная витрокластическая структура видна довольно четко. При сильной сваренности увеличивается количество вторичного стекловатого мезостазиса, пепловые частицы сохраняются лишь в виде реликтов с неясными очертаниями.

На водоразделе руч. Прав. Таклакана и р. Кетанды разрез урагской свиты, описанный А.С. Карповой (20), следующий (в м):

1. Игнимбри-ты липаритов серого цвета, витро-кристаллокластические	200
2. Туфы липаритов зеленовато-серые мелкообломочные, витрокристаллокластические	50
3. Андезиты-дациты темно-серые, до черных, стекловатые	40
4. Туфы липаритов голубовато-серые, разнообломочные, литокластические	10
5. Липариты и липарито-дациты розовато-серые	10
6. Игнимбри-ты липаритовые сиреневые, розовые и светло-коричневые, порфирокластические, псевдофилидалльные	100
7. Андезиты-дациты темно-серые и темно-коричневые, стекловатые	40
Общая мощность 420 м.	

Необычным в этом разрезе является появление двух горизонтов андезито-дацитов, которые отсутствуют на левобережье Кетанды и в бассейне Арки. Они представляют собой темноокрашенные породы порфировой структуры со стекловатой основной массой; текстура пород массивная, иногда перлитовая. Вкрапленники (10-12% объема), сложены андезитом № 39 и авгитом ($сNq = 39^{\circ}, 2V = 49^{\circ}$). Основная масса витро-рофировая, реже гялопилитовая с микролитами олигоклаза и отдельными мельчайшими зернами пироксена. Вторичные изменения в породе отсутствуют.

Химический состав пород урагской свиты, приведен в табл. I (пробы I2-I6).

Сравнение разрезов урагской свиты показывает, что существуют как общие черты, так и различия в их строении. В составе свиты преобладают игнимбри-ты; туфы и туфогенно-осадочные породы обычно подчинены им и слагают нижние части разрезов. Отмечается различие в составе свиты для западной и восточной частей территории. Помимо появления на правобережье Кетанды андезито-дацитов, отмечается отличие и в характере игнимбри-тов, развитых на западе и востоке территории. Для западной части района характерны кристаллокластические и порфирокластические игнимбри-ты средней степени сваренности, с количеством обломочного материала до 40%. На востоке преимущественно развиты сильно сваренные витро- и порфирокластические породы, на которых количество обломочного материала не превышает 20%, а часто даже менее 10%. Зачастую их с большим трудом можно отличить от лав.

Позднемеловой возраст свиты (скорее всего конец позднего мела) принят по аналогии с соседними районами бассейнов Ульи и Урага, где он установлен по остаткам ископаемых растений. К югу территории листа абсолютный возраст липаритов урагской свиты определен в 70 млн. лет [18].

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

К палеогеновой системе отнесены эффузивы среднего и основного состава, залегающие на поздне-меловых вулканогенных образованиях и объединенные в хакаринскую свиту.

Хакаринская свита (Р нк)

Свита сложена пироксен-оливиновыми и оливиновыми базальтами и андезито-базальтами и туфами андезитов. На юго-востоке района выходы ее локализованы в узкой полосе, протягивающейся с севера на юг по правобережью Арки; на западе она наблюдается в бассейне руч. Прав.

Таклакана, а также слагает небольшие участки в верховьях руч.Они и на правобережье Кетанды. Хакаринская свита перекрывает эффузивы амкинской, хетаянской и уракской свит, что позволяет предполагать перерыв в вулканизме, предшествующий ее формированию.

Разрез свиты описан автором [20] в верховье руч.Кончи. Здесь на лаваритовые туфы амкинской свиты налегают (в м):

1. Базальты авгитовые серые	55
2. Туфы андезитов среднеобломочные	5
3. Базальты авгитовые с оливином темно-серые	5
4. Базальты пироксеновые темно-серые	20

Общая мощность 85 м; полная мощность свиты достигает 100 м.

На правобережье Кетанды хакаринскую свиту слагают неизменные стекловатые двупироксеновые андезиты-базальты и оливиновые гиа-лобазальты. Мощность ее в этих районах не превышает 20 м. Базальты представляют собой массивные темно-серые и черные породы порфи-ровой структуры с интерсертальной структурой основной массы. Вкрап-ленники (20-50% объема породы) сложены лабрадором № 54 - битовни-том № 83, авгитом и (или) оливином. Основная масса состоит из неж-мененного вулканического стекла с погруженными в него микролитами лабрадора № 52-53, зернами авгита, оливина и магнетита. В андезито-базальтах вкрапленники (50% объема породы) сложены зональным пла-гиоклазом (№ 57 в ядре и № 44 в краях), авгитом, обыкновенной ро-говой обманкой и единичными зернами биотита. Основная масса состоит из вулканического стекла, в которое погружены таблички андезина № 42, мелкие зерна авгита и рудного минерала. Химический состав их иллюстрирует табл. I (проба I8). В гиперстенсодержащих андезито-базальтах вкрапленники сложены битовнитом № 75 (15%), авгитом (5%), гиперстеном - $c/Mg=0^0$, оптически отрицателен, $Mg-Nr=0,010$, $2V=68^0$ (1%). В основной массе микролиты лабрадора № 52, зерна моноклинного пироксена, апатита и магнетита погружены в розовато-бурое прозрач-ное стекло, показатель преломления которого ниже показателя прелом-ления канадского бальзама. Химический состав их приведен в табл. I (проба I7).

Возраст хакаринской свиты по аналогии с другими районами Охот-ского побережья считается палеогеновым. Абсолютный возраст андези-та хакаринской свиты определен кали-аргоновым методом в 70-75 млн. лет (табл. 3, проба 4).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Среди четвертичных отложений выделены ниже - (?) и средне-четвертичные неразделенные аллювиальные отложения, верхнечетвертич-ные ледниковые и водно-ледниковые образования и современные аллю-виальные и делювиально-пролювиальные осадки.

Ниже (?) - и среднечетвертичные неразделенные аллювиальные отложения ($Q_{1+2}^?$)

Эти отложения распространены в долине Кетанды и по руч.Ивелча-ну. Они развиты на поверхности террас 60-120-метрового уровня, пред-ставлены галечниками, песками и суглинками. Верхняя часть разреза этих отложений вскрыта шурфами, пройденными на левобережье Кетанды и в бассейне руч.Ивелчана. В первом случае она сложена суглинками, во втором - галечниками и песками, причем гальки в галечниках на 56% представлены песчаниками и алевритами, 26% - интрузивными породами и лишь 18% - разнообразными эффузивами, т.е. сложены в ос-новном породами, чуждыми рассматриваемой территории.

В спорово-пыльцевых спектрах из этих отложений преобладают *Alnaster* (18%), *Betula* (33%), *Cyperaceae* (23%), *Ericales* (10%), *Gramineae* (9%). Этот спектр, по мнению Н.Н.Сивковой, свидетельст-вует о среднечетвертичном возрасте отложений, но учитывая, что боль-шая часть разреза не наблюдалась, вероятно, в нижней их части при-сутствуют и нижнечетвертичные осадки. Косвенным подтверждением это-го может быть то, что высокие террасы образуют вместе с региональ-но развитой поверхностью выравнивания единый ярус рельефа, возраст которого, по И.А.Резанову [7] , эоплейстоценовый.

Верхнечетвертичные ледниковые и водно-ледниковые отложения (Q_{III}^2) эпохи врянского оледенения

Ледниковые отложения развиты в основном в верховье Арки и на других наиболее возвышенных участках территории. В долине Арки они слагают размытую моренную гряду шириной около 2 км и высотой 50 м, сложенную подокатанными глинами и валунами, заключенными в галеч-но-супесчаном материале.

Водно-ледниковые отложения распространены в долинах всех круп-ных рек и многих ручьев района. Они представлены галечниками, пес-

ками и суглинками с прослоями торфа и ила и слагают террасы высотой 10-20 м.

На правом берегу Кетанды в II-метровой террасе под почвенно-растительным слоем обнажается сверху вниз (в м):

1. Галечник серый с прослоями (40 см) темно-серых суглинков и линзами песка	5
2. Галечник с прослоями (10 см) суглинка и полимиктового песка с гравием	2
3. Галечник желтовато-бурый с валунами	3,5
Общая мощность разреза 10,5 м.	

Спорово-пыльцевой спектр отложений этой террасы характеризует растительность эпохи позднечетвертичного оледенения. В нем заметно преобладает группа спор (59-60%) над древесно-кустарниковой (21-37%) и недревесной (4-9%) группами. Среди спор отмечаются *Sphagnum* (21-51%), *Polypodiaceae* (40-73%), *Bryales* (2-6%), *Licopodiaceae* (1-7%); среди пыльцы древесно-кустарниковой группы ведущая роль принадлежит *Alnaster* (45-64%) и *Betula* (29-47%), а в составе пыльцы недревесной группы в заметном количестве присутствует лишь *Syringaceae* (определение Л.З.Сюттик).

В нижнем течении руч. Гальмаркана 10-метровые террасы сложены галечниками с 5-10-сантиметровыми торфяно-илистыми прослоями. Спорово-пыльцевой спектр из этих прослоев также свидетельствует о существовании во время осадконакопления холодных климатических условий, но состав его отличен от вышеприведенного. Здесь резко преобладает пыльца недревесной группы при подчиненном значении спор и пыльцы древесно-кустарниковой группы.

Состав спектра *Syringaceae* (41-49%), *Gramineae* (27-30%), *Caryophyllaceae* (0,5-2,3%), *Saxifragaceae* (0,4-0,7%), *Alismataceae* (0,9%), единичные споры *Bryales*, *Selaginella* и зерна пыльцы *Salix*, *Alnaster*, *Betula* (определение Н.Н.Сивковой). Мощность верхнечетвертичных отложений, включая и моренные образования, достигает, по-видимому, 70 м.

Современные аллювиальные и дельтавно-пролювиальные отложения (Q_{1V})

Современные аллювиальные отложения слагают речные косы, поймы и надпойменные террасы высотой до 8 м. Они представлены валунами, галечниками, песками, супесями и суглинками, в которых содержатся споры и пыльца произрастающего в настоящее время листовничного редколесья. Мощность этих отложений не превышает, видимо, 20 м. Де-

льтавно-пролювиальные отложения широко развиты на левобережье руч. Гальмаркана и отдельных участках правобережья Арки. Они слагают дельтавно-пролювиальные шлейфы у подножия Кетандинской гряды и представлены плохо сортированным и слабо окатанным обломочным материалом - валунами, глыбами, щебнем с супесчаным и суглинистым заполнителем. На левом берегу руч. Гальмаркана эти отложения перекрывают верхнечетвертичные террасы, в связи с чем их возраст считается современным. Мощность дельтавно-пролювиальных отложений достигает 50 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среди интрузивных образований района выделены раннепалеозойские (?), позднемеловые и палеогеновые. К раннему палеозою условно отнесены небольшие интрузивы микроклиновых гранитов, обнажающиеся на северо-востоке территории. Позднемеловые интрузии занимают около 25% площади района и концентрируются в основном в восточной его части, где слагают крупные массивы, а также небольшие штоки и дайки. Они сформированы в два этапа магматической деятельности: в первый этап внедрились габброиды и диориты, во второй - гранодиориты, граниты и субщелочные граниты, связанные между собой постепенными переходами. К палеогеновым образованиям относятся немногочисленные штоки и дайки габбро, габбро-диоритов, диоритов и диоритовых порфиритов.

Широко распространены в районе субвулканические тела и дайки кислого, среднего и основного состава, являющиеся в ряде случаев корнями покровов меловых и палеогеновых эффузивов.

Раннепалеозойские (?) граниты (γPZ₁?)

К раннему палеозою условно отнесены штоки микроклиновых гранитов, установленные в верхнем течении руч. Прав. Эльбыха. Площадь их от нескольких сотен квадратных метров до 1 км², они ограничены со всех сторон разломами, слагая горсты среди палеозойских и мезозойских осадочных пород, либо прорывают архейские метаморфические образования. Микроклиновые граниты представляют собой розовые или мясо-красные средне- и крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой, участками микропегматитовой структурой. Количественный минеральный состав гранитов, слагающих различные штоки, непостоянен: пелитизированный олигоклаз-андезин (13-50%), решетчатый микроклин

(27-36%), катаклазированный кварц (23-51%), биотит (0,3-1%), циркон, сфен, апатит, магнетит (в сумме 0,2-1%). По химическому составу (табл.2, проба 1) эти породы близки к аляскитам.

Раннепалеозойский возраст микроклиновых гранитов принят на том основании, что они прорывают архейские плаггиогнейсы, а их обломки в большом количестве содержатся в породах франского яруса. В то же время не исключено, что они имеют и более древний (протерозойский) возраст. Абсолютный возраст крупнозернистых гранитов, прорывавших архейскую толщу, определен кали-аргоновым методом в 585 млн. лет (табл.3, проба 5).

Поздне меловые интрузивные образования

Габбро и габбро-диориты (νK_2), диориты (δK_2) и диоритовые порфириты (δLK_2)

Среди поздне меловых интрузивных пород эти образования имеют подчиненное развитие. Они слагают разобщенные мелкие штоки, дайки и жилы, или встречаются в составе крупных гетерогенных гранитоидных массивов, образуя в последних либо апикальные части, либо мощные пластообразные тела, прикашащие во вмещающие породы. Площадь выходов изолированных штоков изменяется от 200 м² до 2 км²; они имеют крутые контакты с вмещающими породами, в плане изометричны либо слабо вытянуты в одном направлении и однородны по составу. В гетерогенных массивах габброиды и диориты встречаются совместно, причем между ними отмечены как постепенные переходы (Гырбинский и Кетандинский массивы), так и интрузивные взаимоотношения (Левостакланский массив).

Левостакланский массив находится в верховье руч. Лев. Таклакан и на правом берегу Кетанды. Его вмещают вулканогенные образования ульбериканской и амгинской свит; с андезитами хетанийской свиты массив граничит по разломам. Форма массива в плане правильная. Многочисленными разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания интрузия и вмещающие ее породы расчленены на ряд блоков. В кровле массива сохранились туфы липаритов амгинской свиты; эрозийными процессами он вскрыт на глубину 500-600 м. Габбро и диориты залегают в средней его части, занимая в общем наиболее возвышенные участки водоразделов с общей площадью выходов около 30 км²; на юге и севере массива развиты граниты и гранит-порфириты, прорывающие диориты. В апикальных частях интрузива преобладают диоритовые порфириты, которые с глубиной постепенно сменяются пи-

роксен-амфиболовыми кварцевыми микродиоритами. Это темно-серые массивные породы полнокристаллической микродиоритовой структуры. Они состоят из плагиоклаза № 38-42 (75%), кварца (10%), диоксида, частично замещенного хлоритом и актинолитом (6%), амфибола, полностью замещенного хлоритом, сфеном и эпидотом (5%); акцессорные минералы - апатит (2%) и магнетит (2%). Химический состав породы приведен в табл.2 (проба 5).

Для диоритовых порфиритов характерна псевдоминдалекаменная или массивная текстура и порфиритовая структура с микроаллотриоморфнозернистой основной массой. Минеральный состав их такой же, как и микродиоритов. Миндалины выделачивания разнообразных размеров и формы занимают до 40% объема породы и заполнены эпидотом, хлоритом, гидрослюдами или гидроокислами железа.

Микродиориты прорываются и метаморфизуются габбро, образуя мелкие штоки в составе Левостакланского массива. Габбро представляют собой темно-серые мелко- и среднезернистые породы и сложены зональным плагиоклазом - № 78-83 в центре и № 52-53 на периферии (60-65%), диоксидом (15-25%), энстатитом (до 5%), кварцем (3-5%), каликатровым полевым шпатом (3-5%). Акцессорные минералы - магнетит, апатит, сфен в сумме составляют 2-4%. Из вторичных минералов установлены уралит, хлорит, биотит, серицит. По химическому составу (табл.2, проба 2) породы близки к среднему типу габбро по Дали.

На контакте с габбро диоритовые порфириты превращены в кварц-актинолитовые роговики. Туфы липаритов амгинской свиты в зоне шириной 3-5 м от контакта с габбро преобразованы в кварц-серицитовые роговики, состоящие из округлых зерен кварца размером 0,05-0,08 мм, в интерстициях между которыми присутствуют серицит и хлорит. В 50 м от контакта развиты кварц-хлоритовые роговики с эпидотом и биотитом. Далее от контакта кварц-хлоритовые роговики постепенно переходят в слабо метаморфизованные туфы липаритов и уже в 100 м от контакта в них хорошо различимы структурно-текстурные особенности и состав обломочного материала и цементирующего вещества.

Микродиориты, аналогичные описанным, широко развиты в западной части Уисского и в восточной части Кетандинского массивов, где слагают их апикальные части или в виде пластовых тел мощностью до 40 м проникают в ксенотуфы амгинской свиты. Некоторые пластовые тела в Кетандинском массиве имеют состав габбро-диоритов. Они состоят из андезина № 42-48 (68%), авгита (15%), роговой обманки (15%), магнетита (2%).

Кроме присутствия в гетерогенных массивах, габбро слагают самостоятельные мелкие штокообразные тела, которые располагаются в основном на западе территории, где прорываются образования аланской,

ульберганской, амгинской и кетаньинской свит. В отличие от вышеописанных пород, в них встречается оливин (до 2,5%), который диагностируется по характерным формам выщелачивания и продуктам замещения.

Особенностью габброидов района, сближающей их с диоритами, является лейкократовость (сумма темноперецветных минералов обычно 13–20%), присутствие зональных плагиоклазов, часто наблюдавшиеся призматически зернистые структуры. С габбро их сближает в целом основной плагиоклаз (№ 78–83), так как каемка более кислого плагиоклаза (№ 52–53) очень узка по сравнению с ядром, наличие пероксена, а не амфибола, и иногда присутствие оливина. Переходный к диоритам состав некоторых разновидностей из описанных габброидов подтверждается и их химическими анализами (табл.2, пробы 3,4).

Амфиболовые диориты по сравнению с описанными выше пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми разновидностями на территории пользуются подчиненным развитием. Они слагают небольшие участки в Кетандинском и Гырбинском массивах, тяготея к их периферическим частям. Это серовато-зеленые среднезернистые порфиритовидные породы с гипидиоморфнозернистой и призматическизернистой структурами. Они состоят из плагиоклаза № 43–51 (72–80%), зеленой обыкновенной роговой обманки, почти полностью замещенной актинолитом (7–14%), биотита (2%), кварца (4–6%) и калиевого полевого шпата (до 8%); акцессорные минералы — апатит и магнетит.

Непосредственные взаимоотношения роговообманковых диоритов и пироксеновых диоритов и габбро не наблюдались, но в Гырбинском массиве по делению устанавливается такая последовательность смены пород, не сопровождающаяся существенными макроскопическими различиями: биотит-роговообманковый кварцевый диорит — роговообманковый диорит — пироксен-роговообманковое габбро-диопсидовое габбро. Это позволяет с определенной долей условности объединить пироксеновые и роговообманковые диориты и габбро в одну группу пород.

С интрузиями габбро и диоритов генетически связаны дайки и силлы диоритовых порфиритов и андезитов. Сравнительно редко в диоритах и габброидах или в непосредственной близости от них размещаются маломощные кварцевые жилы, иногда слабо золотосодержащие.

Позднемеловой возраст диоритов и габбро определяется тем, что они прорывают меловые эффузивы включая и кетаньинскую свиту, а сами рассечены жилами, дайками и апофизами гранитов. В Кетандинском массиве на контакте с гранитами, образовавшими апофизы в роговообманковых диоритах, последние подверглись интенсивному метаморфизму с преобразованием в альбит-эпидотово-роговиковую и роговообманково-роговиковую фации, а микродиориты превращены в плагиоклаз-амфиболовые роговики с хлоритом, сфеном, эпидотом, магнетитом и кварцем. Поздне-

меловой возраст описанной группы пород подтвержден определениями абсолютного возраста двух образцов габбро кали-аргоновым методом в 69 и 82–83 млн. лет (табл.3, пробы 6,7).

Гранодиориты ($\gamma\delta K_2$, граниты (γK_2)
субщелочные граниты ($\gamma\epsilon K_2$)

Сложный комплекс интрузивных пород второго этапа поздне-мелового магматизма, объединяющий породы гранодиорит-гранитного ряда, пользуется среди поздне-меловых интрузий на территории листа наибольшим распространением. Они сосредоточены в основном в центральной и восточной частях территории, где участвуют в строении крупных гетерогенных интрузивов или слагают мелкие штоки, дайки и пластовые тела. Как правило, мелкие интрузивы довольно однородны; в крупных массивах наблюдается наибольшее разнообразие состава и структур слагающих их пород.

Кетандинский массив расположен в междуречье Гальмаркана и Арки в наиболее возвышенной и расчлененной части Кетандинской горной гряды. Массив внедрился в вулканиты мелового возраста и занимает площадь около 250 км²; он вытянут в субмеридиональном направлении на 28 км и имеет ширину до 14 км. Форма массива в плане неправильная.

Восточная часть интрузива рассечена многочисленными разломами различных направлений, и перемещения по этим разломам создали причудливую мозаику в различной степени расчлененных блоков. Западный контакт на большем своем протяжении совпадает с прямолинейной долиной руч. Гальмаркана и, очевидно, является тектоническим. В 6 км от южной оконечности массива этот контакт осложнен мощным "провесом" кровли, сложенной ороговякованными туфосланцами и ксенотуфами амгинской свиты. На севере Кетандинского массива, в районе высоты 1859 м кровля массива под углом 10° погружается к северу (на протяжении около 6 км) и лишь у самой северной оконечности массива контакт приобретает наклон в 30°. Этот контакт хорошо выражен на местности; граниты образуют ровные осыпи розового цвета, сплошным чехлом покрывающие подножье склона, а темно-серые туфосланцы и ксенотуфы аланской и амгинской свит, превращенные в роговики, выступают над ними в виде огромных скал причудливых форм. О пологом контакте северной части Кетандинского массива свидетельствует большая мощность зон контактовых роговиков, в этом районе достигающая 1 км, и многочисленные дайки и штоки гранитов и гранит-порфиров, являющиеся, очевидно, апофизами интрузива. Южный и юго-западный контакты Кетандинского массива с эффузивами урагской и амгинской

свит наклонены в сторону вмещающих пород под углами 30–45°. Они сопровождаются зонами ороговикования мощностью 100–300 м. Эрозийными процессами наиболее глубоко (около 800 м) вскрыта центральная часть Кетандинского массива; здесь развиты однообразные биотит–роговообманковые лейкократовые граниты.

В апикальных частях интрузива с сохранившимися участками кровли наблюдается и большее разнообразие пород. Кетандинский массив сложен диоритами и микродиоритами, гранодиоритами, гранитами и субщелочными гранитами. Диориты и микродиориты образуют самостоятельную интрузивную фазу и отделены во времени от образования пород группы гранодиорит–субщелочной гранит. Их характеристика и описание взаимоотношений с гранитами приведены выше.

Кристаллизация пород группы гранодиорит–субщелочной гранит происходила без существенных перерывов во времени; минералы, образовавшиеся в различные стадии, последовательно сменяют друг друга.

Гранодиориты представляют собой довольно однообразные светло-серые порфирированные мелко- и среднезернистые породы, обнажающиеся у подножия Кетандинской гряды к западу от высоты 1561 м и в верховье руч. Хета. Они сложены плагиоклазом (45–60%), кварцем (21–30%), каликатровыми полевыми шпатами (10–18%), биотитом (4–6%), роговой обманкой (до 6%) и акцессорными минералами (магнетит, циркон, сфен, апатит), составляющими в сумме 2–3% объема породы. Плагиоклаз и роговая обманка составляют фенокристаллы размером 5–6 мм, основная масса состоит из зерен микроклина, кварца и биотита размером 0,8–1,3 мм. Плагиоклаз образует зональные (№ 36–65) брусочковидные кристаллы, двойникованные по альбит–эстерельскому закону; он интенсивно пелитизирован, серицитизирован, по периферии корродирован калишпатом и кварцем. Равновесная с плагиоклазом зеленая роговая обманка замещается биотитом, по которому, в свою очередь, развивается хлорит, сфен и редко землистый эпидот. Биотит темно-бурый, частично хлоритизированный. Кварц составляет прозрачные ксеноморфные зерна. Калиевый полевой шпат двух генераций: ранняя – нерешетчатый микроклин с редкими пертитовыми вростками и умеренной пелитизацией, поздняя – редкие водно-прозрачные ксеноморфные зерна ортоклаза. Химический состав гранодиоритов Кетандинского массива приведен в табл. 2 (пробы 8, 9).

Гранодиориты постепенно сменяются гранитами, причем в зоне перехода шириной около 200 м развиты породы, близкие к кварцевым монцонитам. По сравнению с описанными выше гранодиоритами в них больше каликатрового полевого шпата (до 31%) и более кислый плагиоклаз (в центральных зонах андезит № 35–43, по периферии – олигоклаз № 22). В кварцевых монцонитах более ярко, чем в гранодиоритах,

проявляется процесс замещения амфибола биотитом и разьедание калиевым полевым шпатом плагиоклаза. Для этих пород характерна быстрая смена и разнообразие структур. Даже в пределах одного шлифа отмечаются участки с гранитовой, призматически зернистой, монцонитовой и пегматитовой структурами.

Биотит–роговообманковые граниты составляют большую часть Кетандинского массива и поэтому дается их более подробная характеристика. Это розовые и розовато-серые порфирированные мелко- и среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой, призматически зернистой, микропегматитовой, пойкилитовой структурами основной массы. Для этих гранитов характерны структуры с крупными скелетными зернами кварца, равномерно угасающими на большой площади, и новообразования альбит–олигоклаза. Граниты сложены плагиоклазом (27–45%), микроклин–пертитом (20–26%), кварцем (20–28%), биотитом (2–5%) и роговой обманкой (1–5%); акцессорные минералы: магнетит, циркон, сфен, апатит. Химический состав их приведен в табл. 2 (пробы 12, 13).

Плагиоклаз наблюдается в виде трех генераций. Первая ранняя генерация – крупные изъеденные калишпатом и кварцем зерна андезина № 48–35, испещренные пелитовыми частицами, чешуйками серицита и мельчайшими зернами эпидота. Вторая генерация плагиоклаза – редкие несдвойникованные серицитизированные зерна олигоклаза № 23, содержащие включения калиевого полевого шпата. Третья генерация – мелкие прозрачные зерна альбита № 7–9 и олигоклаза № 12, двойникованные по альбитовому и карлсбадскому законам.

Калиевый полевой шпат образует как крупные выделения нерешетчатого низкого микроклина с пертитовыми вростками альбита, так и ксеноморфные мелкие зерна ортоклаза, которые вместе с кварцем и альбит–олигоклазом выполняют промежутки между выделениями андезина и роговой обманки.

Кварц, по-видимому, также двух генераций; ранняя генерация – крупные изометричные зерна, поздняя – многочисленные капельные включения в полевых шпатах, биотите и роговой обманке и микрекиты, развивающиеся в виде каемок вместе с поздним альбитом.

Роговая обманка наблюдается в виде реликтовых зерен, корродированных кварцем, микроклином и плагиоклазом. Она почти полностью замещена зеленовато-бурым и бурым биотитом, хлоритом, сфеном, минералами эпидотовой группы и окислами железа; в апикальных частях интрузива роговая обманка замещается актинолитом, по которому в свою очередь развивается хлорит.

Биотит развивается как в парагенезисе с кварцем, микроклином и олигоклазом, с которыми он образует почти идиоморфные сростания, так и наблюдается в виде мелкопластинчатых агрегатов, замещающих

роговую обманку. Эпидот в гранитах, так же как в гранодиоритах и кварцевых монзонитах, не образует значительных замещений цветных минералов, а более характерен для плагиоклазов ранней генерации. Наряду с этим присутствуют радиально-лучистые и шестоватые кристаллы эпидота, расположенные в интерстициях между зернами кварца и микроклина и, видимо, кристаллизовавшиеся вместе с ними.

Субщелочные граниты распространены в основном в северной части Кетандинского массива; изредка они слагают маломощные жилы среди гранодиоритов в центральной части массива. Переход от гранитов к субщелочным гранитам постепенный и различаются они лишь при микроскопическом и химическом анализе.

Субщелочные граниты представляют собой порфировидные мелко- и среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой, участками пойкило-пегматитовой, аплитовой, граптофировой структурами основной массы. Они сложены калиевым полевым шпатом (45-55%), кварцем (28-32%), плагиоклазом (II-20%), роговой обманкой, замещенной биотитом (2-4%) и акцессорными апатитом, цирконом, сфеном, ортитом, магнетитом, составляющими в сумме 0,7-3%. Минеральные особенности субщелочных гранитов и порядок выделения минералов аналогичны описанным для гранитов. Химический состав их приведен в табл.3 (пробы I4, I5). По химическому составу биотит-роговообманковые граниты и субщелочные граниты очень близки друг другу и занимают промежуточное положение между средним типом гранитов и щелочных гранитов по Дали. Они характеризуются повышенным содержанием щелочей (в сумме около 9%) с почти равным количеством кали и натрия. Наиболее существенное различие между выделенными группами гранитов заключается в содержании в породах атомов кальция, входящих в состав апортитовой молекулы. Для биотит-роговообманковых гранитов "с" изменяется от 1,5 до 1,7, а в субщелочных гранитах обычно составляет 0,8-0,9. Соответственно этому при почти равном содержании атомов щелочных металлов резко отличается отношение $\frac{a}{c}$. В биотит-роговообманковых гранитах оно равно 8-10, в субщелочных гранитах больше 16.

Таким образом, гранитоиды, слагающие Кетандинский массив, имеют довольно существенные общие черты при значительных различиях количественного минерального состава. Кристаллизация их началась с выделения средних плагиоклазов и роговой обманки, образующих первое поколение минералов, и закончилось формированием калинатровых полевых шпатов и кварца (второе поколение). Промежуточное положение занимают биотит и кислый плагиоклаз, которые равновесны с минералами второго поколения, но, как будто, выделялись несколько раньше их. Последовательность выделения минералов, их кристаллооптические свойства, продукты и характер замещения во всех группах пород

практически одинаковы. Основные различия заключаются в количественном минеральном составе. В гранодиоритах значительное место занимают минералы первого поколения, в гранитах наряду с ними значительную роль начинают играть минералы второго поколения, а в субщелочных гранитах минералы первого поколения составляют лишь небольшой объем породы, причем они интенсивно корродированы и замещены более поздними образованиями. Интересно отметить, что состав субщелочных гранитов отвечает составу основной массы порфировидных гранодиоритов.

При становлении массива фронт кристаллизации перемещался по всей вероятности от краев к центру. В начальные стадии кристаллизации магма шла образование гранодиоритов, образующих, видимо, своеобразные полуостывшие корки, в то время как в центральной части камеры магма находилась еще в расплавленном состоянии. Этим объясняется появление жильных субщелочных гранитов среди поля развития гранодиоритов. Жилы возникли при проникновении остаточного расплава, обогащенного щелочами и кремнеземом, из глубоких частей интрузива в периферические зоны, в которых развивались "дренируемые" трещины, связанные с сокращением объема кристаллизующейся магмы.

Контактовый метаморфизм вокруг Кетандинского массива проявлен отчетливо. Наиболее интенсивно оротовикованы эффузивы аланской и амгинской свит у северного контакта, где ширина зон контактово измененных пород колеблется от 600 м до 2 км. Здесь развиты двуслюдиристо-кварцевые, мусковит-хлорит-кварцевые, кварц-плагиоклазовые с биотитом и кварц-альбит-биотит-хлоритовые роговики, изредка содержащие гранат и кордиерит.

Большое значение для определения возраста интрузива имеет наблюдение за его жильным контактом с липаритами урагской свиты. Контакт наблюдался в коренных обнажениях и изучен детально. Он наклонен в сторону вмещающих пород под углом около 30°. Непосредственно у контакта с гранитами флюидальные липариты преобразованы в темносерые массивные кварц-кальшпат-мусковитовые роговики. Структура их blastoporphiroвая, основная ткань микрогранобластовая и микрограноленитобластовая. Фенокристаллы олигоклаза и кальшпата замещены цитрит-мусковитовым агрегатом, а основная масса состоит из зерен кварца и калиевого полевого шпата размером 0,01-0,02 мм (90%) и мусковита (3%), заместившего биотит.

В 10 м от контакта роговики сменяются оротовикованными липаритами, в которых отчетливо видна первичная флюидальная текстура. Новообразованные кварц, мусковит и альбит замещают здесь окрашенные полевые шпаты и концентрируются вокруг них на расстоянии 1,5-2 мм, а основная масса лишь перекристаллизована в микрогранобластовый агрегат кварца и калинатрового полевого шпата.

Исследо- вания	Номера проб																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	75,00	50,62	55,87	54,26	54,59	61,49	63,64	62,79	66,28	67,24	76,64	72,23	70,40	73,55	74,26	74,50	79,01	54,55	54,14	48,32
TiO ₂	0,13	1,08	0,89	0,70	1,10	0,57	0,46	0,49	0,40	0,52	0,12	0,23	0,31	0,14	0,14	0,21	0,15	0,66	1,15	1,30
Al ₂ O ₃	13,16	17,15	16,91	17,21	17,12	17,68	17,36	17,91	17,24	14,98	12,93	14,47	14,77	13,91	13,92	14,11	11,39	17,52	18,30	16,60
Fe ₂ O ₃	0,34	4,62	4,65	3,68	6,49	2,39	2,34	2,31	1,48	2,07	0,35	1,11	1,70	0,55	0,46	0,81	0,89	3,47	5,80	6,80
FeO	1,12	5,82	3,63	4,09	2,10	2,23	2,27	2,53	2,04	2,29	0,84	1,21	1,13	1,44	1,47	0,83	0,28	4,48	2,00	4,19
MnO	0,01	0,18	0,15	0,13	0,08	0,13	0,16	0,17	0,07	0,10	0,04	0,09	0,15	0,08	0,06	0,11	0,02	0,14	0,15	0,20
MgO	0,53	5,45	4,12	5,33	2,93	1,31	1,25	1,31	0,95	0,93	0,13	0,36	0,48	0,21	0,12	0,36	0,05	4,84	3,29	4,37
CaO	0,37	8,92	7,09	8,62	6,06	3,48	3,56	4,22	3,81	1,25	0,26	1,41	1,32	0,87	0,16	0,58	0,26	6,60	3,35	6,67
Mn ₂ O	2,64	3,06	3,57	2,70	3,78	4,58	4,57	4,43	4,14	4,36	3,63	4,27	4,38	4,27	4,28	4,23	3,30	3,44	5,08	2,76
K ₂ O	5,90	0,98	1,81	1,20	2,20	3,01	2,56	2,41	1,79	4,50	4,24	3,74	4,36	4,06	4,41	3,61	4,13	1,65	0,67	1,44
+H ₂ O	0,56	1,77	1,14	1,40	2,82	2,37	1,26	1,09	1,29	1,36	0,68	0,39	0,62	0,55	0,74	0,38	0,68	0,52	4,68	6,32
-H ₂ O	0,11	0,23	0,16	0,26	0,53	0,13	0,04	0,05	0,09	0,10	0,08	0,05	0,08	0,05	0,08	0,08	0,18	1,86	1,20	1,04
F ₂ O ₅	0,02	0,29	0,23	0,17	0,40	0,21	0,24	0,24	0,18	0,11	0,02	0,08	0,10	0,07	0,03	0,05	0,02	0,26	0,25	0,29
Сумма	99,89	100,17	100,22	99,75	100,20	99,87	99,71	99,95	99,79	99,81	100,08	99,64	100,00	99,75	100,13	99,85	100,37	100,19	100,06	100,30
н.п.п.	0,56	1,34	0,92	1,31	3,25	2,74	1,14	0,76	1,07	1,20	0,40	0,32	0,62	0,56	0,54	0,37	1,16	2,08	5,66	7,06

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

a	13,8	8,5	10,6	8,0	12,0	14,5	14,2	13,4	11,7	5,9	13,4	14,3	15,5	14,7	15,0	13,6	12,5	10,2	12,6	9,0
c	0,4	7,6	6,3	7,9	6,0	4,2	4,4	5,2	4,7	1,5	0,5	1,7	1,5	0,9	0,2	0,6	0,3	7,1	4,3	7,9
b	4,3	23,3	17,4	19,7	15,0	7,2	7,3	7,4	7,3	6,4	3,4	3,9	4,1	4,1	4,3	4,9	2,2	17,3	17,5	20,6
a	81,5	60,6	65,7	64,4	67,0	74,1	74,1	74,0	76,3	76,3	82,6	80,1	78,9	80,3	80,5	80,7	86,0	65,4	65,6	62,5
a'	50,0	-	-	-	-	10,5	12,4	9,3	31,3	4,0	64,2	31,0	18,0	48,5	54,0	58,8	54,3	-	25,3	-
r'	30,3	43,4	44,2	37,4	53,6	59,0	58,0	60,9	46,1	82,4	35,2	55,2	64,0	43,5	41,4	29,2	40,0	43,6	41,7	54,5
m'	19,7	41,3	41,0	47,9	34,8	30,5	29,6	29,3	22,6	23,6	0,6	13,8	18,0	8,0	4,6	12,0	5,7	49,0	33,0	40,0
o'	-	15,3	14,8	14,7	11,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,4	-	5,5
n	40,6	82,5	75,0	77,1	72,4	76,0	72,7	74,0	77,5	99,0	56,4	63,9	60,3	64,3	59,4	64,2	54,8	76,5	92,5	74,5
ψ	7,6	17,8	23,1	16,5	39,6	28,6	26,7	26,2	17,6	27,0	9,4	24,2	36,0	11,3	9,2	13,3	28,7	17,7	29,3	31,8
t	0,1	1,6	1,1	1,0	1,5	0,6	0,4	0,6	0,4	0,5	0,1	0,2	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1	1,0	1,5	1,9
q	25,0	3,4	3,9	4,9	4,0	15,0	15,4	16,0	24,5	19,3	37,7	29,9	25,2	30,3	30,8	33,4	44,7	3,3	1,1	1,9
a/o	34,5	1,1	1,7	1,0	2,0	3,4	3,2	2,5	2,5	0,0	27,0	8,4	10,3	16,0	75,0	17,0	41,6	1,4	2,9	1,1

Все пробы из коллекции В.Г.Королькова: I - гранит (РЗ.). Подземные интрузии: 2 - габбро, 3 - кварцевые габбро, 4 - лейкократовое габбро, 5 - диорит (Лево-Ташкентский массив); 6,7 - гранодиорит (Зыблянский массив); 8,9 - гранодиорит (Кетандиновский массив), 10 - гранит (Право-Архиповский массив). II - аляскитовый гранит (Гурбинский массив), 12,13 - гранит (Кетандиновский массив); 14,16 - субщелочной гранит (Кетандиновский массив), 16 - субщелочной гранит (Зыблянский массив); 17 - лапарит (субвулканическое тело), 18-20 - палеогеновые дайки андезитов и базальтов. Аналитики Х.Х.Базиев, З.И.Кашичева, М.В.Кондратьева, Н.И.Огузская, О.М.Сидорова (ЦНИ СВТТУ)

В 30–40 м от контакта ороговикованные липариты сменяются гидротермально измененными интенсивно трещиноватыми липаритами. Изменения выражены в меньшей степени перекристаллизации основной массы и в большем количестве обособлений микрогранобластового кварца, соединенных нитевидными проводниками, заполненными таким же кварцем. Гидротермальное низкотемпературное изменение выразилось, кроме того, в широком развитии серпичита, карбоната, хлорита, лейкоксена, гидрослюда и глинистых минералов, замещающих вкрапленники и основную массу и выполняющих сложно ветвящиеся трещины. Еще дальше от контакта (около 100 м) эти минеральные новообразования выполняют в основном только трещины, а в самих липаритах образуют лишь пятнистые агрегатные обособления, неравномерно рассеянные по породе.

С гранитоидами Кетандинского массива связаны дайки гранит-порфира, гранодиорит-порфира и редкие кварцевые жилы.

Другие гранитоидные интрузивы, расположенные на территории, имеют много общих черт с описанным выше Кетандинским массивом.

Эльбяхский массив, находящийся в междуречье Арки и Прав. Эльбяха, имеет неправильную в плане форму, крутые контакты с вмещающими девонскими (?), триасовыми и меловыми образованиями и довольно однородное строение. В составе его преобладают биотитовые субщелочные граниты, сложенные олигоклазом № 18–25 (20%), микроклином (48%), кварцем (29%), биотитом (2%); акцессорные минералы – сфен, циркон, апатит, магнетит. Химический состав их приведен в табл. 2 (проба I6). Гранодиоритами и реже кварцевыми монцититами сложены небольшие участки в апикальных частях массива. Эти породы аналогичны породам Кетандинского массива. Химический состав их приведен в табл. 2 (пробы 6, 7).

Гырбинский массив находится в междуречье Гырбы и Эльбяха. На площади листа расположена лишь его западная часть. На левобережье руч. Лев. Эльбяха в районе высоты 1529 м массив сложен розовыми мелкозернистыми субщелочными биотитовыми гранитами, аналогичными гранитам Кетандинского и Эльбяхского массивов. Контакт Гырбинского массива с вмещающими его иглинбритами уражской свиты наклонен в сторону вмещающих пород под углами 20–30°; характер контактовых изменений аналогичен описанному выше для Кетандинского массива. Южнее перевала из долины руч. Лев. Эльбяха в р. Гырбы интрузив сложен средне- и крупнозернистыми порфировидными лейкократовыми гранитами, состоящими из олигоклаза и олигоклаз-андезина (23–34%), ортоклаза (31–38%), кварца (32–34%), биотита (0,7–4%) и акцессорных минералов – апатита, сфена, рутила в сумме составляющих 0,3–1,4%. Химический состав этих гранитов приведен в табл. 2 (проба II).

Кроме биотитовых и биотит-роговообманковых гранитоидов, на территории имеются и пироксеновые (или пироксен содержащие) кислые интрузивные породы, которые встречаются только в Право-Аркинском, Лео-Татлаканском и Уисском массивах.

Право-Аркинский массив расположен в междуречье Арки и Уиса. Площадь его около 25 км². Интрузив ассиметричен с вертикальным восточным контактом и наклоненным в сторону от массива под углами 30–40° западным, удлиннен в северо-западном направлении. В восточной части массива тектоническими нарушениями обособлено самостоятельное тело биотит-роговообманковых гранитов, сходных с гранитами Кетандинского массива. Химический состав их приведен в табл. 2 (проба I0). На остальной площади массива развиты пироксеновые гранодиориты и кварцевые монцититы, переходящие иногда в сиенито-диориты и пироксеновые граниты.

Гранодиориты – мелко- и среднезернистые порфировидные массивные породы светло-серого цвета с гранитовой структурой. Они состоят из зонального плагиоклаза (в ядре – андезин № 45, в кайме – олигоклаз № 28) – 50%, микроклина (20%), кварца (18%), обыкновенной роговой обманки (3%), моноклинового пироксена, замещенного хлоритом, сфеном, эпидотом и антинолитом (2%), биотита (6%) и акцессорных минералов – апатита, сфена, магнетита (1%). Количественный минеральный состав кварцевых монцититов (в %): зональный плагиоклаз (№ 34–40 в центре, № 29–30 – в кайме) – 52, микроклин – 24, кварц – 10, авгит – 9, биотит – 3, магнетит, апатит, сфен – в сумме 2. В отличие от гранодиоритов, структура кварцевых монцититов монцититовая или гипидиоморфнозернистая с элементами монцититовой. В сиенито-диоритах количество калинатрового полевого шпата увеличивается до 30% и моноклиновый пироксен почти полностью замещается роговой обманкой; структура этих пород призматически зернистая.

Биотит-пироксеновые граниты сиреневато-розового цвета, порфировидной гипидиоморфнозернистой структуры, мелкозернистого сложения. Порфировидность породы обусловлена пятнистым расположением плагиоклаза и цветных минералов. Породы сложены андезином № 32–36 (24–44%), микроклином (30–47%), кварцем (20–27%), роговой обманкой (1%), бесцветным диоксидом ($2V = +58^\circ$, $cM_1 = 40^\circ$), частично замещенным актинолитом и хлоритом (до 2%), биотитом (до 2%) и акцессорными апатитом, сфеном и магнетитом (до 1%).

Породы, слагающие Право-Аркинский массив, внешне не различимы и диагностируются лишь при микроскопических исследованиях. Они обладают многими признаками гибридных образований, к которым относятся неравновесные сочетания минералов, когда совместно с 30–45% микроклина присутствуют 43–53% среднего плагиоклаза, моноклинового

пироксена и биотита; переменный количественно-минеральный состав, приводящий к частой смене одних структурно-минеральных разновидностей другими; пятнистое распределение минералов, присутствие ксенолитов. При формировании этого комплекса пород значительную роль, вероятно, играли процессы глубинной ассимиляции и гибридизма.

В то же время нельзя исключить возможность того, что пироксен-содержащие гранитоиды это крайние кислые дифференцианты основной магмы, продуктами которой являются пироксеновые и пироксен-оливиновые габброиды и диориты первого этапа позднемелового магматизма. Решение этого вопроса требует дополнительных исследований.

Контактный метаморфизм, связанный с формированием описанных пород, наиболее отчетливо проявился у западной окраины Право-Арктического и северной оконечности Уисского массивов, где ширина зон контактово-измененных пород достигает 1,5-2 км. В контактовых ореолах развиты кварц-альбит-эпидотовые и кварц-альбит-слюдистые роговики, образовавшиеся при воздействии магмы на туфы липаритов и ксенотуфы амгинской свиты. При преобразовании андезитов хетанинской свиты возникают пироксен-плаггиоклазовые роговики.

Более мелкие интрузивные тела гранитоидного состава (штоки, дайки, пластовые залежи) обычно более однородны по составу. Большая их часть сложена гранит-порфирами, реже гранодиорит-порфирами (ул. К.). Гранит-порфиры, кроме того, участвуют в строении крупных массивов, слагают их периферические зоны; переход их к полнокристаллическим разновидностям в таких случаях постепенный.

Гранит-порфиры (ул. К.) представляют собой порфирные породы розового и розовато-серого цвета. Вкрапленники кварца, плаггиоклаза (№ 16-25), биотита, калинатрового полевого шпата составляют 5-20%. Размеры зерен 0,3-5 мм. Основная масса микрокристаллическая, состоит из кварца, плаггиоклаза и калинатрового полевого шпата. Структура ее микроаллитовая, редко гранофировая и микрофельзитовая. Вторичные изменения выражены в серицитизации или цеолитизации плаггиоклазов, замещении биотита хлоритом, пелитизации калинатрового полевого шпата.

В гранодиорит-порфирах вкрапленники представлены андезитом № 36- (30%), калинатровым полевым шпатом (5%), роговой обманкой (5%), биотитом (5%), иногда - авгитом (до 2%). Основная масса (53-55%) кварц-полевошпатового состава. Акцессорные минералы: хлорит, эпидот, альбит, серицит, сфен.

Позднемеловой возраст описанных гранитоидов определяется тем, что они прорывают верхнемеловые вулканогенные образования, включая уракскую свиту (Кетандинский Гырбинский, Усмунский массивы), а сами рассеяны дайками андезитов и базальтов палеогенового возраста.

Т а б л и ц а 3

Абсолютный возраст пород

№ на карте	Порода	K ⁴⁰ · 10 ⁻⁶ %	λ ⁴⁰ · 10 ⁻⁹ г/г	λ ⁴⁰ / K ⁴⁰	Возраст, млн. лет
I	Дифференцированный плаггиогнейс, архей То же	1,31 1,31	28,2 26,8	0,0215 0,0205	351 336
2	Биотит-пироксеновый сланец, архей То же	1,93 1,93	185,0 176,0	0,0958 0,0912	1224 1160
3	Андезит, хетанинская свита, руч. Харисаль То же	1,53 1,53	8,16 8,16	0,00535 0,00535	90 90
4	Андезит, хакаринская свита, р. Арка То же	2,42 2,42	10,2 10,9	0,00420 0,00450	70 75
5	Микроклиновый гранит, ранний палеозой Габбро, Лево-Талганский массив То же	7,20 1,14 1,14	274,0 5,61 5,69	0,0381 0,00490 0,00497	585 82 83
7	Габбро, шток по руч. Тякучан-2	0,88	3,39	0,00386	69
8	Гранит, Право-Арктический массив То же	5,10 5,10	25,1 25,9	0,00493 0,00507	83 84
9	Гранодиорит, Право-Арктический массив То же	4,45 4,45	18,5 18,7	0,00417 0,00420	70 70
10	Гранодиорит, Кетандинский массив	2,40	11,7	0,00490	86
11	" Эльбятский массив	3,01	13,0	0,00492	76
12	Субцеолочной гранит, Эльбятский массив	4,26	19,2	0,00450	79
13	" шток по руч. Гальмаркану	4,14	19,1	0,00460	81

Все пробы из коллекции В. Г. Королькова. Анализы И. А. Загузана (СВ КНИИ СО АН СССР).

Он подтвержден и определениями абсолютного возраста кали-аргоновым методом: для гранодиоритов 70,76 и 86 млн. лет, для гранитов 83 млн. лет и субэлювальных гранитов 79 и 81 млн. лет (табл. 3), что в среднем соответствует концу позднего мела. Близкие значения абсолютного возраста различных групп гранитоидных пород подтверждают вывод об отсутствии значительных перерывов во времени их формирования.

Субвулканические образования

Среди позднемеловых субвулканических образований по составу выделены две группы пород, сформированных в два этапа вулканической деятельности: первый — андезиты, базальты и долериты; второй — липариты и дациты.

Андезиты (μAK_2), базальты и долериты (βK_2)

Субвулканические образования среднего и основного состава, среди которых различаются дайки, пластовые залежи и реже штокообразные тела, пользуются ограниченным распространением.

Наиболее мощные (до 10 м) и протяженные дайки и силлы наблюдаются на северо-западе территории, где они пересекают вулканогенно-осадочные отложения аланской и андезиты хетанинской свиты. Насыщенность вулканических дайками и пластовыми телами иногда весьма значительна. Так, в 260-метровом разрезе аланской свиты пластовые залежи долеритов, базальтов, диоритов и андезитов занимают в общей сложности по мощности около 85 м. Здесь преобладают долериты и базальты. Характерная особенность этих пород — присутствие в их составе оливина, количество которого изменяется от единичных зерен до 10% объема. Выше уже указывалось подобная закономерность, установленная для андезитов хетанинской свиты и меловых интрузивных пород I этапа, обнажающихся к западу от Кетандинской зоны разломов.

Долериты — плотные черные и буровато-черные массивные породы с порфировыми выделениями (5–20%) лабрадора ($\# 52-70$), оливина и авгита. Основная масса микродолеритовой, реже криптовой, структуры, состоит из плагиоклаза ($\# 52-60$), клинопироксена, оливина и небольшого количества магнетита, апатита, биотита, калиевого полевого шпата.

Эндоконтактовые зоны крупных долеритовых тел имеют оторочку из стекловатых базальтов мощностью в несколько сантиметров с отчетливо выраженной линейной или линейно-плоскостной ориентировкой минералов, параллельной плоскости контакта. Структура породы становится витрофировой (количество кристаллических элементов не бо-

лее 8–10%), содержание моноклинного пироксена и магнетита уменьшается до 1%, исчезают биотит и калиевый полевой шпат. Стекло темное, зеленовато-бурое, слабо поляризуемое, со светопреломлением значительно большим, чем у канадского бальзама.

В зоне аэзоконтакта на расстоянии до 30 см наблюдается перекристаллизация связующей массы туфов с образованием мелких радиально-лучистых скоплений мусковита и обособлений мелкозернистого кварца и эпидота.

Авгит-оливиновые базальты темно-серого цвета, полифировой структуры, основная масса гиалопилитовая. Вкрапленники плагиоклаза ($\# 62-66$), авгита и оливина составляют около 40%. Основная масса представлена полурасположенным темно-бурым стеклом, содержащим микролиты лабрадора, тонкие пластинки темно-бурого биотита и мелкие зерна оливина, моноклинного пироксена и магнетита.

Шток двупироксеновых андезитов площадью 5 км² установлен в междуречье Абдая и Харысаля. Андезиты хорошо выделяются на местности в рельефе в виде купола. От вмещающих их серых андезитов хетанинской свиты они отличаются зеленовато-коричневым цветом и исключительно однообразным составом. Контакты штока крутые, почти вертикальные. Структура андезитов полифировая, основная масса витрофировая с элементами гиалопилитовой. Вкрапленники плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксена, достигающие размеров 5–6 мм, составляют около 50% объема породы. Основная масса представлена бурозеленым агрегатно-поляризуемым, участками изотропным, стеклом. Редкие мелкие минералы заполнены хлоритом и цеолитами. Стекловатая структура пород и отчетливая куполовидная форма слагаемого ими тела позволяют рассматривать их как экструзивные образования типа выжатых куполов.

Дайки пироксеновых андезитов, секущие амгинскую свиту, встречаются в основном в бассейне Арки. По составу и минеральным особенностям они весьма близки к породам хетанинской свиты и, видимо, являются корнями размытых покровов.

Липариты (μAK_2), дациты (δK_2)

Субвулканические образования липаритового состава и дайки липаритов и дацитов тесно связаны с вулканиками урагской свиты. Среди субвулканических образований присутствуют тела, сформировавшиеся как на незначительной глубине (собственно субвулканическая фация), так и застывшие на поверхности в виде разнообразных куполов (экструзивная субфация). Разделить их не всегда представляется возможным и на геологической карте они объединены в одну группу пород. Те-ла, застывшие на глубине, сложены однообразными липаритами, реже

дацитами с массивной текстурой. Породы экструзивной фации имеют резко выраженную флициальную текстуру сложного рисунка, обычно с крутой ориентировкой линий флициальности. Изредка вокруг экструзивных тел наблюдаются ореолы купольных брекчий мощностью 50–100 м. Наряду с флициальностью характерно присутствие сферолоидов размером от нескольких миллиметров до 4–5 см.

Наиболее подробно изучена экструзия липаритов, находящихся на левобережье нижнего течения руч. Гальмаркана. Это отчетливо выраженный экструзивный купол, прорывающий андезиты хетанинской свиты и липаритовые игнимбристы уракской свиты. Форма его в плане эллипсовидная, вытянутая в северо-западном направлении; площадь около 3 км². Северо-восточный край купола оборван вертикальным сбросом. Центральная часть экструзии сложена белыми мелкопорфировыми липаритами с флициальной текстурой. Вкрапленники резорбированных зерен кварца, калишпата и альбит-олигоклаза составляют около 2–3%. Основная масса кварц-полевшпатовая с фельзитовой, переходной к витрофировой, участками микросферолитовой структурами. Периферическая зона экструзии сложена прерывистой каймой равнообломочных слабо сваренных игнимбристов липаритового состава с обломками андезитов; ширина ее до 20 м. Окраска туфов бордовая, зеленая, серая, розовая. Текстура их массивная. Среди обломков (около 70% общего объема породы) преобладают в различной степени преобразованные обломки пемзы с порами, заполненными микросферическим кварцем. Обломки андезитов, аналогичных андезитам хетанинской свиты, составляют 1–2%. Цементирующая масса пещловая с осколками стекла рогульчатой и черепитчатой формы. Андезиты хетанинской свиты на контакте с экструзивными липаритами незначительно катаклазированы, текстура их брекчиевидная, переходная к катакластической.

Описываемая экструзия липаритов, согласно классификации А. Ритмана [6], может быть отнесена к типу самостоятельных образований, возникших в результате начального прорыва магмы. Такие купола обычно окружают пещловый или пемзовый кольцевой вал, формирующийся в эксплозивную фазу извержения, предшествующую росту купола. В рассмотренном случае кайма из разнообразных туфов и есть не что иное, как остатки такого вала.

Среди субвулканических тел различаются пластовые залежи и трещинные интрузии, штоки и дайки различной мощности и протяженности. Они сложены липаритами и редко – дацитами. В бассейне руч. Онни липариты слагают крупное субвулканическое тело. Конфигурация его в разрезе и плане чрезвычайно сложна. Этот "массив" представляет собой серию межпластовых тел и лакколитов с большим количеством сложноветвящихся апофиз различной мощности. Липариты прорывают эф-

фузивы хетанинской и уракской свит. Аналогичное строение имеет субвулканическое тело липаритов, расположенное в верхнем течении руч. Укса.

Липариты собственно субвулканической фации представляют собой однообразные средне-мелкопорфировые белые и желтовато-белые породы с массивной текстурой. Структура основной массы фельзитовая, переходная к микропояклитовой или микроаплитовой. Вкрапленники альбит-олигоклаза (№ 8–12), биотита и калиевого полевого шпата составляют 2–10%. Основная масса представлена агрегатом кварца, полевых шпатов и мельчайших пластинок гематита. Зерна полевых шпатов переполнены чешуйками серицита и глинистыми минералами группы каолинита. Акцессорные минералы – апатит, магнетит, циркон.

Эндоконтактные изменения субвулканических липаритов и воздействие их на вмещающие породы подробно изучено в коренных обнажениях в мелких субвулканических телах на правобережье Кетанди. В зоне эндоконтакта появляются стекловатые липариты, фельзитовая структура сменяется витрофировой, резко уменьшается количество порфировых вкрапленников, массивная текстура переходит в тонкополосчатую флициальную с ориентировкой флициальности параллельно плоскости контакта. Мощность зоны полосчатой текстуры всего 2–3 см. На контакте липаритов с кислыми туфами значительных изменений липаритов не происходит. На контакте же с туфами андезитов в липаритах появляются минералы эпидот-цоизитовой группы, которые наблюдаются в виде линейных агрегатных обособлений, параллельных плоскости контакта. Мощность таких "слоев" 0,1–0,2 мм, расстояние между ними около 1 мм.

В экзоконтакте в зоне мощностью 30–40 см происходит интенсивное метасоматическое замещение обломков и связующей массы туфов эпидотом, хлоритом, лейкоксеном и пиритом. Далее от контакта, в полосе шириной до 70 см новообразованные эпидот, карбонат, кварц, хлорит, цеолиты, лейкоксен и гидроксиды железа заполняют лишь многочисленные пересекающиеся и ветвящиеся микротрещины.

С позднемеловым магматизмом связано наиболее интенсивное гидротермальное преобразование пород. Этим процессом затронуты практически все породы района, независимо от их возраста и состава. В контроле над количественной стороной изменений большое значение имеют разрывные нарушения, вследствие чего основные поля развития интенсивно измененных пород пространственно тяготеют к зонам разломов.

Наиболее широко развиты прожилки низко- и среднетемпературной фаций, граница между которыми проведена по внешнему контуру распространения эпидота, в парагенезе с которым постоянно отмеча-

ются сфен, альбит, хлорит, карбонат, пирит. Это граница не имеет стратиграфического значения, так как пропилитовые изменения характерны не только для изверженных пород среднего и основного состава, но и для кислого, причем преобразованы как вулканогенные, так и интрузивные образования.

Среднетемпературная пропилитизация сосредоточена в зонах глубинных разломов, контролирующих и размещение интрузивных пород. В пропилитах тектонических зон количество новообразованных минералов превышает 50% объема пород. Здесь же находятся участки развития псевдоминдалекаменных текстур, наиболее характерные для микродиоритов и андезитов, в которых миццалины образованы при заполнении пустот выщелачивания. В пропилитизированных породах, расположенных за пределами региональных зон разломов, количество новообразованных минералов не превышает 15%.

Метасоматические изменения типа вторичных кварцитов (гидрослюдисто-кварц-адуляровая и каолинито-кварцевая фации) концентрируются в тех же ослабленных зонах, что и интенсивно пропилитизированные породы, но в отличие от них в большинстве случаев обнаруживают тесную пространственную связь с субвулканическими липаритами. Вторичные кварциты располагаются как в самих субвулканических телах, так и во вмещающих породах.

Конечные этапы метаморфического преобразования проявлены в аргиллизации пород и в других низкотемпературных изменениях (окварцевание, пиритизация, цеолитизация, перекристаллизация пород с образованием вторичных сферолитовых, аксиолитовых и микропоякитовых структур). Этот тип изменений распространен как в пределах главных зон разломов, так и около отдельных мелких разрывов.

Завершающие этапы позднемелового магматизма и связанные с ними гидротермально измененные породы (в частности, кварц-адуляр-гидрослюдистая фация вторичных кварцитов) представляет наибольший интерес в металлогеническом отношении.

Палеогеновые интрузивные образования

К палеогеновому возрасту отнесены небольшие штоки, дайки и пластовые тела габбро-диоритов, диоритов и диоритовых порфиритов, прорывающие эффузивы урагской свиты.

Габбро-диориты ($\gamma\delta P$) обнажены в бассейнах ручьев Тиаучана и Ивелчана, где слагают пластовые залежи мощностью около 50 м среди игнимбритов урагской свиты. Они представляют собой темно-серые массивные породы порфиroidной криптовой структуры. Вкрапленники

составляют 70-75% породы, диаметр их 0,5-1,5 мм; представлены лабрадором (53-63 (40%), авгитом (5-10%) и оливином, который замещается хлоритом, биотитом и иллингситом (до 25%). Промежутки между порфиroidными выделениями выполнены более мелкими (0,2-0,3 мм) зернами андезина или лабрадора, моноклинного пироксена, кварца, каликатрового полевого шпата и биотита. Интрузии габбро-диоритов сопровождаются пластовыми телами оливиновых базальтов. Последние по составу близки к габбро-диоритам, но отличаются от них наличием почти неизменного оливина (до 15% объема породы).

К габбро-диоритам близки диориты ($\delta^1 P$), слагающие шток на правом берегу руч. Ивелчана, прорывающий туфы липаритов урагской свиты. Диориты - темно-серые мелкозернистые порфиroidные породы с призматически зернистой структурой. Они состоят из плагиоклаза (33-38 (70%), моноклинного пироксена (23%) и кварца (3%); акцессорные минералы - апатит (1%) и магнетит (3%).

Небольшие дайки сложены диоритовыми порфиroidами ($\delta^2 P$), представляющими собой серые массивные породы с микропризматически зернистой структурой и имеющие такой же состав, что и диориты. В дайках, мощность которых около 10 м, обычно хорошо видны различия структурно-текстурных особенностей центральных и краевых частей. Так, например, в дайке, пересекающей экструзивный купол липаритов на левом берегу руч. Гальмаркана, центральная часть сложена дупироксеновыми диоритовыми порфиroidами, а периферические - стекловатыми дупироксеновыми андезитами.

Палеогеновый возраст описанных интрузивов и даек определяется тем, что они прорывают эффузивы урагской свиты. Химический и минеральный состав палеогеновых габброидов и диоритов позволяет считать их глубинными аналогами эффузивов хакаринской свиты. Гидротермальные проявления, связанные с этим этапом магматизма, неизвестны.

Палеогеновые субвулканические образования

Палеогеновые субвулканические образования представлены долами, базальтами (βP) и андезитами (αP), слагающими дайки и пластовые тела, прорывающие меловые вулканогенные образования, в том числе и эффузивные покровы урагской свиты.

Наиболее мощные (до 10 м) и протяженные (до 3 км) дайки доламитов отмечены в междуречье Кетанди и Ивелчана, где они прорывают туфы липаритов алгинской свиты и липаритовые игнимбриты урагской свиты. Это плотные зеленовато-серые породы с порфиroidными выделениями

нами зонального лабрадора № 58-64 (35%) и авгита (5%). Основная масса интерсертальной и толеитовой структуры и состоит из андезита № 45-50, авгита и магнетита. Акцессорные минералы - апатит и ильменит.

В бассейне руч. Эльбыха установлены дайки авгит-оливиновых базальтов. Одна из таких даек прорывает туфы липаритов урагской свиты и базальты хакаринской свиты. Мощность дайки около 8 м, длина не менее 200 м. Базальты - темно-серые массивные породы порфировой структуры с гиалопилитовой, переходной к интерсертальной, структурой основной массы. Вкрапления имеют размер 0,4-2,2 мм, представлены плагиоклазом № 56-58 (35-40%), оливином (10%) и авгитом (5%). Основная масса сложена зеленовато-бурым стеклом, в которое включены микролиты лабрадора № 50, зерна авгита и магнетита.

В верховье руч. Прав. Таклакана среди эффузивов урагской свиты отмечены пластовые залежи зеленовато-серых авгитовых андезитов. Порфировые выделения в них сложены андезитом № 45 (50%), авгитом (10%) и биотитом (10%). Основная масса состоит из лейст плагиоклаза № 38, зерен моноклинового и ромбического (?) пироксена, рудного минерала и вулканического стекла.

Описанные субвулканические образования по минеральным особенностям и составу близки эффузивам хакаринской свиты и, видимо, являются их аналогами.

ТЕКТОНИКА

Территория находится в пределах Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса, который развит здесь на жестких структурах Охотского срединного массива. Подтверждением этого является выход кристаллического основания и чехла массива в Эльбыхском горсте (в северо-восточной части района). Не исключено, что этот горст продолжается к северу за пределы района и является лишь частью более крупного Долгинкинского горста [10].

Эльбыхский горст в пределах территории имеет площадь около 300 км². Западной его границей является Кетандинский разлом, восточная проходит по разлому северо-западного направления вдоль долины руч. Лев. Эльбыха. Южная граница менее четкая; здесь горст, видимо, испытывает ступенчатое погружение по системе широтных разломов, которые большей частью перекрыты меловыми эффузивами или служили путями внедрения для интрузий меловых гранитоидов. На аэромагнитных картах эта граница проследивается по смене низких значений напряженности магнитного поля ($\pm 0,1$ мЭ) более высокими (до 6,2 мЭ) и

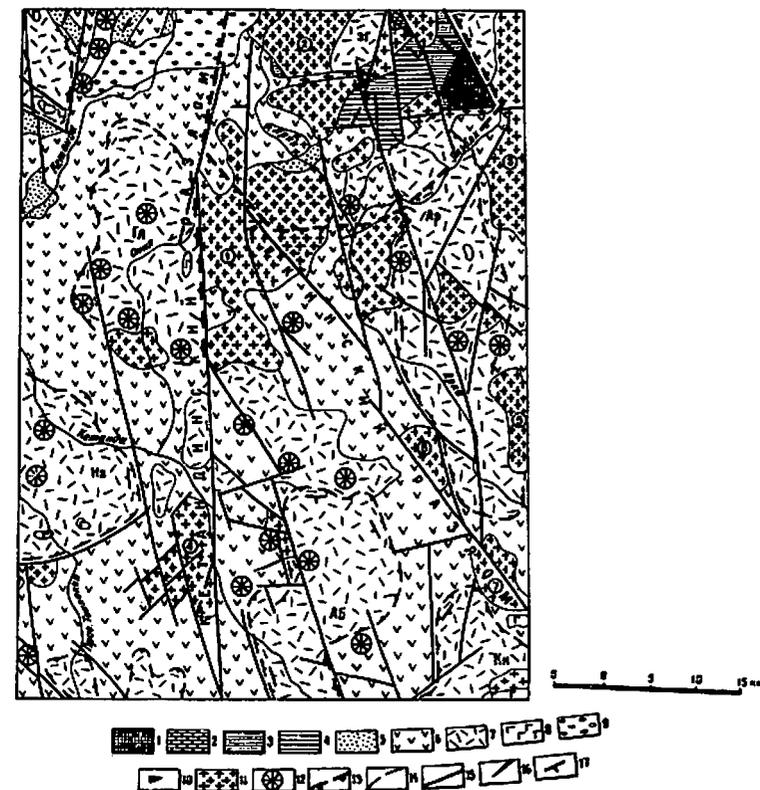


Рис. I. Тектоническая схема

Эльбыхский горст (ЭГ) Охотского срединного массива:
 I - архейский фундамент; 2-4 - первый структурный ярус (чехол массива): 2 - первый подъярус; 3 - второй подъярус; 4 - третий подъярус. Охотско-Чукотский вулкано-генный пояс (второй структурный ярус): 5 - первый подъярус; 6 - второй подъярус; 7 - третий подъярус; 8 - четвертый подъярус; 9 - третий структурный ярус (рисские четвертичные осадки межгорных впадин); 10 - палеозойские интрузии; 11 - орогенные поздне меловые интрузии (I - Кетандинский, 2 - Эльбыхский, 3 - Гырбинский, 4 - Лаво-Таклаканский, 5 - Усунский, 6 - Право-Аржинский, 7 - Уйсский); 12 - предполагаемые центры вулканических извержений; 13 - границы Эльбыхского горста с учетом геофизических данных; 14 - границы вулканических прогибов (Ив - Ивелчанский, Кн - Кунанский, Гл - Гальмарганский, Аб - Абдайсский, Ар - Аржинский); 15 - тектонические разрывы; 16 - оси антиклинальных складок; 17 - преобладающее падение в блоках - моноклиналях.

представляет собой ломаную линию, проходящую через северную часть Кетандинского массива до устья руч. Эльбяха и затем по его долине.

В наиболее эродированной части горста, находящейся в междуречье Элекана и Лев. Эльбяха, на дневную поверхность выведены архейские кристаллические толщи, слагающие тектонический блок площадью около 25 км². Севернее и западнее его обнажены верхнепротерозойские девонские, каменноугольные и триасовые образования, также слагающие тектонические блоки площадью 0,2–20 км², разделенные различно ориентированными разломами. Сочетание этих блоков придает горсту в целом мозаично-глыбовое строение. В западной части горста находится Эльбяхский интрузив, в котором девонские (?) отложения слагают небольшие ксенолиты.

Строение архейского блока из-за его слабой обнаженности не ясно. Высокая степень метаморфизма архейских пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, отличает их от вышележащих толщ и позволяет считать архейские образования фундаментом Охотского массива. Верхнепротерозойские, палеозойские и триасовые отложения слабо метаморфизованы, дислоцированы незначительно и являются осадочно-вулканогенным чехлом массива. Залегание верхнепротерозойских и каменноугольных отложений, судя по единичным замерам элементов залегания, почти горизонтальное. В девонских отложениях в верховье руч. Лев. Эльбяха удалось наблюдать фрагмент антиклинальной складки северо-западного простирания. Ядро складки сложено франскими осадочными породами, а крылья – фаменскими эффузивами. Юго-западное крыло складки наклонено под углом 28°, северо-восточное – под углом 35°. Ширина складки около 2 км. На юге и востоке складка оборвана разломами; по направлению к западу наблюдается выполаживание слоев до горизонтальных. В целом для девонской толщи, вероятно, характерны брахиформные складки, причем в ядрах антиклиналей, где обнажен франский ярус, слои наклонены иногда до 45°; крылья, сложенные мощными эффузивными покровами, близки к горизонтальным. Верхнетриасовые отложения смяты в пологие брахиморфные складки с падением слоев под углами 10–15°, иногда они залегает горизонтально.

Таким образом, по степени дислоцированности осадочно-вулканогенный покров массива не дифференцируется и является одним структурным ярусом. В то же время по литолого-формационным признакам в составе этого яруса можно выделить три подъяруса, этапы формирования которых отличаются специфическими особенностями и разделены длительными перерывами. Это верхнепротерозойский (нижний) подъярус, мощностью 200 м, девонский (средний подъярус), мощностью около 1000 м и каменноугольно-триасовый (верхний подъярус) мощностью около 1000 м.

Вулканогенные образования Охотско-Чукотского пояса, являющегося наложенной структурой для Охотского срединного массива, в состав его чехла не включаются. В целом они образуют единый второй структурный ярус этого района.

По степени дислоцированности и характеру структур в этом ярусе выделяются четыре подъяруса: нижний, сложенный туфогенно-осадочными отложениями аланской свиты нижнего мела, имеющий мощность 600 м, второй – вулканитами нижнемеловой ульбериканской и верхнемеловых алкинской и хетанинской свит, мощностью до 1500 м; третий – эффузивами верхнемеловой уракской свиты (до 600 м) и верхний (четвертый) – палеогеновыми андезитами и базальтами, имеющий мощность около 100 м.

Нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования аланской свиты на левобережье руч. Олчана слагают антиклинальную складку северо-восточного простирания с размахом крыльев около 2 км. Восточное крыло ее наклонено по азимуту 120° под углом 10°, а западное – по азимуту 307° под углом 20–30°. Размах крыльев этой складки около 1700 м. Складка несогласно перекрыта андезитами ульбериканской свиты. На юго-западном окончании складки покровы этих андезитов имеют юго-западное падение и наклонены под углом 20°, а на севере залегают почти горизонтально. На других участках туфогенно-осадочные отложения аланской свиты, обнажающиеся в денудационных "окнах" из-под более молодых эффузивов, залегают горизонтально или со слабым наклоном (углы до 20°), причем преобладающего направления складок в них установить не удается.

Залегание эффузивов ульбериканской свиты, всех свит верхнего мела и палеогена более спокойное. На ненарушенных разломах участки покровы и слои лежат горизонтально или наклонены под углами 5–10°. Особенно ясно это выражено на левобережье Кетанды выше руч. Тиакучана, где горизонтально лежащие покровы андезитов хетанинской свиты прослеживаются на расстоянии до 7 км. Вблизи разрывов и в кровле гранитоидных интрузий горизонтальное залегание нарушено и слои пород имеют наклон 30–40°, иногда до 70°.

Более отчетливо на изученной территории проявлены структурные элементы в эффузивах уракской свиты. Среди них можно выделить изометричные и линейные вулканические прогибы, которые можно классифицировать как структуры проседания. К ним относятся Кунанский, Ивелчанский, Абдайский, Гальмарканский и Аркинский прогибы.

Ивелчанский прогиб находится на западе района и занимает бассейн руч. Ивелчана и верховья руч. Прав. Таклакана. На территории находится его восточная часть. Южное и восточное ограничения прогиба, тектонические, северное крыло под углом до 30° наклонено к югу. На

севере прогиба широко развиты грубообломочные туфы ллпаритов, слои которых наклонены к югу под углами $25-30^\circ$; по направлению к центру структуры туфы замещаются горизонтами итнимбригов, причем мощность свиты здесь увеличивается. Залегание итнимбриговых покровов в центре структуры горизонтальное.

Иное строение имеет Кунанский вулканический прогиб, большая часть которого расположена южнее территории листа. В целом он представляет собой огромную "чашу" диаметром около 60 км, выполненную в основном: эффузивами уражской и хакаринской свит, суммарная мощность которых достигает 1200 м. В пределах района по его периферии распространены туфы ллпаритов уражской свиты, залегающие горизонтально. В направлении к центру туфы выклиниваются, либо резко сокращаются их мощность; в разрезе уражской свиты возрастает роль лав и итнимбригов, одновременно с этим покровы приобретает четко выраженное центриклинальное падение с углами до 20° .

Линейные прогибы, выполненные эффузивами уражской свиты, отчетливо тяготеют к зонам крупных разломов. Один из них (Абдацкий) примыкает к Кетандинскому разлому с востока. Он имеет ширину 8-15 км и прослеживается с севера на юг на 33 км. Прогиб чашеобразной формы: выполняющие его покровы эффузивов у бортов наклонены к центру под углами $20-30^\circ$, в центральной части прогиба они залегают горизонтально. Субвулканические тела ллпаритов расположены у его западного и северного ограничений и приурочены в основном к зонам разломов и их пересечениям.

Сходное строение имеет Гальмарканский прогиб, занимающий правобережье руч. Гальмаркан и верховье бассейна руч. Онни. Он примыкает к Кетандинскому разлому с запада, имеет ширину около 12 км и вытянут в меридиональном направлении на 26 км. С востока и юго-запада прогиб ограничен разломами.

Аркинский вулканический прогиб сходен с вышеуказанными, но характеризуется большей "раздробленностью" разрывами. В современном рельефе этот прогиб выражен в виде полосы низкогогорья, что, возможно, свидетельствует об унаследованности неотектоническими движениями нисходящих движений мелового-палеогенового времени.

Для всех перечисленных прогибов характерны следующие основные черты: 1) чашеобразная или линейная форма с наклонным (центриклинальным) залеганием покровов по их периферии и с горизонтальным в ядре; 2) ограничение (или приуроченность) к зонам крупных разломов; 3) существенно итнимбриговый состав толщ, выполняющих структуры, и их повышенная мощность; 4) довольно четкое выражение на крупномасштабных аэромагнитных картах в виде напряженных знакопеременных аномальных зон со значениями отдельных аномалий до $+28$ мЭ.

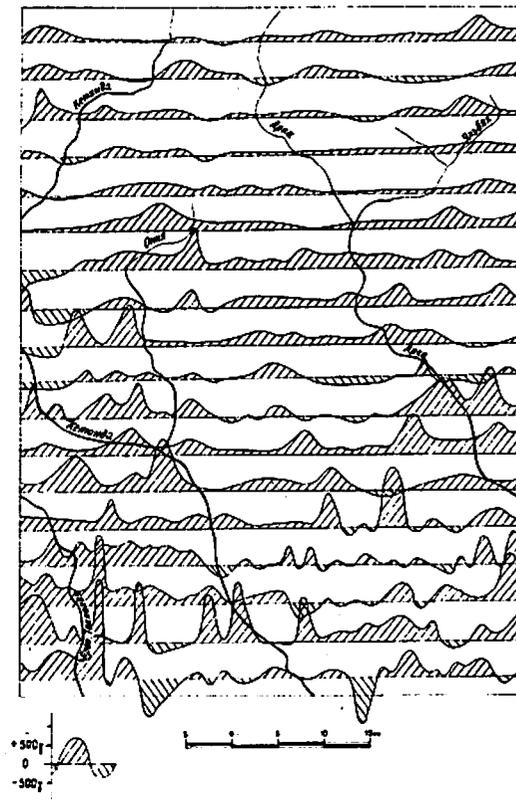


Рис. 2. Карта графиков $\Delta T(a)$

Определяющее значение в структуре района принадлежит разрывным нарушениям, главнейшим из которых является Кетандинский глубинный разлом, разделяющий Кухтуйскую (относительно поднятую) и Юдомскую (опущенную) глубы Охотского массива [10]. По аэромагнитным картам [2 17,23] этот разлом прослеживается по резкой смене характера магнитного поля от побережья Охотского моря через территорию района к северу до верховий Куйдусуна [15]. В пределах территории по обе стороны от Кетандинского разлома магнитное поле характеризуется различной напряженностью и сложностью; сам же разлом фиксируется прямолинейной узкой отрицательной магнитной аномалией. На гравиметрическом профиле 5 несколько севернее площади листа Кетандинский разлом фиксируется гравитационной ступенью; в бассейнах Кетанды и Таклакана на мелкомасштабных картах он фиксируется изменением простирания изолиний гравитационного поля с широтного (на западе) на субмеридиональное [9]. В рассматриваемом районе Кетандинский разлом с запада ограничивает Эльбашский горст, к нему приурочен Кетандинский интрузивный массив и ряд более мелких гнабисальных интрузий и субвулканических тел. Кроме того, он фиксируется сгущением сети мелких оперяющихся разрывных нарушений северо-восточного, северо-западного и почти меридионального простирания. В северной части района разлом отчетливо выражен в рельефе, так как отделяет западную слабобрасчленную часть территории от Кетандинской горной гряды.

Другой крупный разлом, Аркинский, также обладавший признаками глубокого заложения, имеет северо-западное простирание и проходит по правобережью Арки. Этот разлом является западным ограничением Нетер-Кухтуйской тектоно-магматической зоны [1], которая прослеживается в северо-западном направлении от устья Кухтуя в верховья руч. Нетер на 250 км. На территории листа разлом фиксируется прежде всего полнокристаллическими интрузиями различного состава (Уисский и Право-Аркинский массивы) и субвулканическими телами, а также сгущением сети разрывных нарушений в вулканогенном покрове.

Тектонические нарушения, группирующиеся вблизи главных разломов в виде оперяющихся трещин, имеют в основном субмеридиональное и северо-западное простирание, реже встречаются разломы широтного и северо-восточного направлений. Длина разломов достигает 50 км, смещения по ним составляют десятки — первые сотни метров. Разломы хорошо выражены в рельефе. Они фиксируются прямолинейными участками речных долин, цепочками глубоких седловин на водоразделах или резкими перегибами склонов (тектонические уступы). Иногда в коренных обнажениях удается установить, что ширина зон дробления равна 20–30 м, но обычно она, вероятно, больше. Горизонтальные переме-

щения по тектоническим разрывам не установлены и большинство их являются, видимо, нормальными сбросами. Последние перемещения по разломам относятся к новейшему времени. Это отчетливо устанавливается по смещению четвертичной (?) поверхности выравнивания, редикты которой, сохранившиеся в Кетандинской гряде, имеют отметки 1400–1500 м над уровнем моря, а к западу и востоку от участка высокогорья занимают тысячметровый гипсометрический уровень.

Приведенные данные в строении территории свидетельствуют о сложной истории ее геологического развития. В архейское время со временный Охотский срединный массив и Алданский ит Сибирской платформы были, видимо, едины. Можно предположить, что на площади листа в архее глубокому метаморфизму подверглись изверженные породы кислого состава, продуктами которых являются лейкократовые плагиогнейсы, и основные эффузивы, представленные в настоящее время биотитовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами. Нижне- и среднепротерозойские отложения на данной территории и вообще на Охотском срединном массиве не известны. Вероятно, в это время район представлял собой область размыва, и только в позднем протерозое стал область платформенного осадконакопления. Сведений о раннепалеозойской истории района нет; по аналогии с близрасположенными участками Охотского массива [18] можно предположить, что в позднем кембрии и ордовике произошла кратковременная трансгрессия моря. Со среднего (?) ордовика до позднего девона район являлся областью размыва. В франкий век на территории в прибрежно-морских условиях накапливается толща красноцветных терригенно-карбонатных осадков. С прилегающих участков суши в этот бассейн сносился плохо окатанный и слабо отсортированный обломочный материал, образовавшийся при размыве метаморфических пород архей, и в меньшей мере, верхнепротерозойских и раннепалеозойских (?) осадочных пород. Усиление интенсивности тектонических движений в фемском веке привело к активизации вулканических процессов и формированию уже в континентальных условиях толщ липаритов и их туфов.

Новая трансгрессия охватывает территорию в визейский век, когда в район проникает море из области современного Южного Верхоянья. Эта трансгрессия, видимо, не распространилась далеко на восток и юг. Средне-, верхнекаменноугольные и пермские отложения на территории листа отсутствуют; по аналогии с соседними районами Охотского массива можно предположить, что в это время на отдельных ее участках в континентальных условиях происходило накопление осадков небольшой мощности. Новая трансгрессия снова охватила территорию в позднепермское время и продолжалась, вероятно, до конца триаса. С начала мры устанавливается континентальный режим.

В конце раннего мела территория становится областью активного наземного вулканизма, связанного с возникновением и эволюцией Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Формирование вулканогенной толщи началось с накопления вулканогенно-осадочных пород в наложенных впадинах (аланская свита), которое сменилось трещинными излияниями лав среднего и основного состава (ульбериканская свита). В сенюманский и туронский (?) века произошли извержения центрального типа эффузивов кислого и умеренно кислого состава (амкинская свита), сменившиеся трещинными излияниями лав среднего и основного состава (хетанинская свита). Излияния андезитовых и базальтовых лав хетанинской свиты сопровождалось внедрением небольших интрузивов габброидов и диоритов. В середине позднего мела вулканическая деятельность на территории затухает и происходит частичный размыв накопленных вулканогенных толщ с формированием на отдельных участках территории расчлененного рельефа. В конце позднего мела произошли мощные извержения лав кислого состава (уракская свита); сформировались также многочисленные субвулканические тела липаритов и интрузивы гранитоидов. Этот этап магматизма сопровождался наиболее интенсивными гидротермальными процессами, которые обусловили образование рудопроявлений золота и серебра.

В начале палеогена в завершающие этапы магматической деятельности на отдельных участках территории изливались лавы среднего и основного состава (хакаринская свита), а также внедрились мелкие штоки габбро-диоритов, силлы и дайки долеритов, базальтов и андезитов. С середины палеогена до неогенового периода территория находилась в состоянии относительного тектонического покоя. В это время произошла нивелировка первичного вулканического рельефа, приведшая к образованию обширной слабо всхолмленной поверхности выравнивания. Со второй половины неогенового периода в районе интенсивно проявляются неотектонические движения преимущественно глыбового характера. По системе расколов северо-западного и меридионального направлений территория была расчленена на ряд блоков; перемещения этих блоков и их размыв привели к формированию современного горного рельефа.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа представляет собой в различной степени расчлененную горную страну, сформировавшуюся в результате перемещения тектонических блоков, их эрозии и денудации. Блокweise поднятия фундамента вулканитов, выходящего на поверхность в северо-восточной

части территории, а также преобладавшие в районе расчлененные вулканические поля образуют сложный мозаичный горстовый рельеф.

Наиболее возвышенной и расчлененной является центральная часть района, где выделяется высокогорный альпийский рельеф с преобладанием обвально-осыпных склонов, с абсолютными отметками вершин гор 1200–1859 м и относительными превышениями их над днищами речных долин до 1000 м. Водораздельные гребни на этом участке узкие и скалистые; склоны крутые с множеством скальных обелисков; седловины иногда достигают глубины 200–250 м. Хребты изрезаны многочисленными V-образными и каньонообразными долинами ручьев и распадкамов. В вершинах ручьев нередки полуразрушенные карры и водосборные воронки с крутыми или отвесными склонами. Подножья склонов покрыты мощными осыпями. Реки на участках высокогорья интенсивно врезаются в коренные породы с образованием порогов и цокольных террас. Для устьев водотоков характерны многочисленные конусы выноса. У подножья Кетандинской горной гряды эти конусы, сливаясь, образуют дельтаально-проливный шлейф, подымаемый руч. Гальмарканом; здесь образуются псевдотеррасы высотой до 20 м, шириной до 2 км. На водоразделах иногда наблюдаются плоские участки площадью 1–1,5 км², являющиеся реликтами раннечетвертичной (?) поверхности выравнивания. Подножья хребтов прямолинейны и совпадают с протяженными разломами, прослеживаемыми до 40 км. На отдельных участках крутые склоны представляют собой тектонические уступы. Влияние разрывной тектоники отчетливо сказывается и в рисунке речной сети: почти все основные речные долины (р. Кетанда, ручьи Гальмаркан, Хундоконджа, Уис и др.) заложены вдоль зон разломов.

В южной части территории развит среднегорный рельеф с преобладанием равновесного состояния дельвия на склонах. Для этого района характерна слабая расчлененность рельефа, сравнительно широкие водоразделы. Абсолютные отметки вершин гор достигают 1060 м, относительные превышения их над днищами долин 300–400 м. Крутизна склонов обычно 20–30°. Долины ручьев имеют V-образный поперечный профиль. Иногда здесь наблюдаются участки водоразделов площадью 1–1,5 км², бронированные покровами андезитов. Эти покровы образуют структурные уступы высотой от 2–3 до 10 м. Над структурно-денудационными площадками возвышаются останцы коренных пород, представляющие собой остатки размывных покровов.

Отдельные участки водоразделов являются остатками раннечетвертичной (?) поверхности выравнивания. Превышения ее над днищами долин в области среднегорья 300–400 м. Наиболее широко поверхность выравнивания распространена на северо-западе района, в междуречье Кетанды и Гальмаркана. Она поднята на высоту около 1000 м над уров-

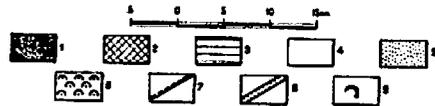


Рис.8. Геоморфологическая схема

1 - высокогорный альпийский рельеф; 2 - среднегорный расчлененный рельеф; 3 - реликты раннечетвертичной (?) поверхности выравнивания; 4 - днища речных долин; 5 - поверхности выравнивания (?) - среднетертичных речных террас; 6 - ледниковый моренный ландшафт; 7 - тектонические уступы; 8 - каньоны и ущелья; 9 - каровые ниши

нем моря и представляет собой слабо всхолмленную, участками заболоченную равнину с отдельными низкими горами. Нарядка на поверхности выравнивания наблюдается рыхлый галечный материал, с преобладающей в его составе галькой осадочных пород. Верховья руч. Они интенсивно врезаются в эту поверхность, образуя глубокие узкие каньоны. Возраст поверхности выравнивания, по И.А.Резанову [7], эоплейстоценовый.

На северо-востоке территории находятся участки низкогогорного рельефа, обязанные своим происхождением деятельности ледника позднечетвертичного (визьянского) оледенения. Приуроченные к этим участкам отложения морен представлены крупно-глибовым неосортированным материалом осадочных, эффузивных и интрузивных пород. Моренные гряды расположены на высоте 800-900 м над уровнем моря и обычно находятся в долинах крупных водотоков (р.Арка, ручьи Эльсык и Эликан). В долине р.Арки моренная гряда имеет ширину около 2 км, высоту 50 м.

Вдоль долины водотоков наблюдается серия надпойменных террас различных уровней. Так, в долине р.Кетанды развиты надпойменные террасы высотой 60-120 м, с шириной площадок до 1,5-2 км. Террасы этого уровня образуют единый ярус рельефа с вышеописанной поверхностью выравнивания. Чаще всего такие террасы представляют собой террасо-уваля с тыловым швом, завуальированным делювиально-коллювиальным илейфом и сильно развитой бровкой. Превышение бровки увала над поверхностью более молодых верхнечетвертичных террас 40-80 м. По палинологическим данным, возраст этих террас, видимо, ранне (?) - среднетертичный.

В долинах Кетанды и Арки и их крупных притоков наблюдаются террасы 10-15-метрового уровня, сложенные водно-ледниковыми отложениями. Длина их до 10-12 км, высота над современными террасами 7-10 м, ширина до 2,5 км. Спорово-пыльцевой спектр отложений этих террас позднечетвертичный.

Современные надпойменные террасы 5-метрового уровня распространены в районе повсеместно. Большинство террас аккумулятивные, реже эрозивно-аккумулятивные. Ширина террас 0,5-1 км; поверхности их нередко изрезаны руслами временных потоков. Широко в районе представлены поймы рек и пойменные террасы. Наиболее разработаны поймы Кетанды и Арки, ширина которых достигает 2 км. Пойменные аккумулятивные террасы имеют высоту до 2-3 м, ширину до 1 км.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа известны коренные рудопроявления золота, серебра и влиховые проявления свинца, цинка, золота, серебра, вольфрама, ртути и олова. Кроме того, отмечены значительные запасы строительных материалов - песка, гравия и строительного камня.

Цветные металлы.

Свинец

Рудопроявление свинца (I-I-3) описано в разделе "Серебро".

Цинк

Рудопроявление цинка (I-I-3) описано в разделе "Серебро".

Благородные металлы

Золото

На территории установлено около 10 рудопроявлений золота в кварцевых и кварц-адулярных жилах и гидротермально измененных аффузиях. Среди них к наиболее перспективным относится рудопроявление Голубичное (IV-4-3), расположенное на правом берегу Арки. На участке рудопроявления проведены поисковые маршруты, отобрано 100 штучных и 250 металлометрических проб. Участок сложен туфами смешанного состава амгинской свиты и андезитами хетанинской свиты, которые прорваны гранитами и диоритами Уисского массива, дайками и субвулканическими телами гранит-нофиров и липаритов. Среди альбитизированных диоритов Уисского массива и пропидитизированных андезитов хетанинской свиты на площади около 6 км² встречены развалы кварцевых и адуляр-кварцевых жил и зон брекчии и прожилков, к которым приурочено золото-серебряное оруденение. Мощность зон прожилков достигает 10 м; мощность отдельных жил 20-30 см; простирание их преимущественно меридианное.

Обычно жилы сложены кварцем белого и светло-серого цвета, мелко- и крупнозернистым, часто друзовидным. Адуляр-кварцевые жилы имеют зональное строение. Центральные части их сложены крупнозернистым гребенчатым кварцем; ближе к периферии располагается мелкозернистый кварц изометричной формы, содержащий включения пелитового вещества; альбанды жил представлены мелкозернистым кварцем и

адуляром. В жилах содержится 0,1-2,4 г/т золота и от следов до 9,2 г/т серебра. В искусственных шлихах из этих проб обнаружены пирит, гематит, единичные зерна борнита и галенита.

В брекчиях, представляющих собой породы, в которых обломки альбитизированных и эпидитизированных диоритов сцементированы мелкозернистой кварц-полевощатовой массой, содержание золота 0,1-0,3 г/т. Основное количество проб с золотом локализовано в северной части участка Голубичного. Здесь же, в левом борту ручья (IV-4-2) и 20-сантиметровой кварцевой жиле химическим анализом помимо 0,1 г/т золота и 50 г/т серебра установлено 0,04% свинца, 0,11% меди и 0,52% цинка.

Другие рудопроявления такого типа обычно представляют собой лишь выстилки прокварцованных пород, либо единичные маломощные (до 20 см) кварцевые жилы, секущие андезиты хетанинской свиты (III-2-1, III-2-2), туфы липаритов амгинской свиты (I-2-1) или позднемерловне граниты (I-3-2). Содержание золота в них колеблется от 0,1 до 1 г/т, серебра от 1 до 3 г/т. Иногда в протоочках из жил устанавливается до 10 зерен золота.

Рудопроявления золота в метасоматитах пространственно и, по-видимому, генетически связаны с позднемерловными субвулканическими телами липаритов. Одно из них расположено в бассейне руч. Сини (II-I-1) и приурочено к зоне брекчированных и метасоматически измененных липаритов в субвулканическом теле. Простирание зоны северо-западное, мощность 50-60 м, протяженность около 1 км. В брекчированных липаритах обломки сцементированы кварц-кальцит-гидрослюдастым агрегатом с соотношением составляющих его компонентов 65%: 25%: 10%. Наиболее измененные липаритовые брекчии превращены в монокварциты, состоящие почти нацело из микрозернистого кварца, в котором в небольшом количестве присутствуют скопления гидрослюда. Из 65 рудных проб, отобранных из измененных пород, в I пробе (из брекчии) установлено 0,8 г/т золота и 3,6 г/т серебра, а в 6 пробах обнаружены следы золота и 4-5 г/т серебра. Монокварциты безрудные. В других рудопроявлениях такого типа (III-I-1, III-4-1) содержание золота равно 0,5 г/т серебра - 1,8 и 22 г/т. В протоочках из этих рудопроявлений установлены единичные зерна золота и арсентита.

Единичные зерна золота встречены в аллювии многих водотоков как вблизи известных коренных проявлений, так и на значительном удалении от них. Наиболее устойчива золотосодержащая аллювия ручья Абдая (IV-3-1), Лев. Таклакана (IV-2-1) и Уиса (IV-4-1), где довольно отчетливо выделяются три ореола рассеяния. Золото в шлихах обычно присутствует в количестве единичных, очень редко 10-12 зерен. Золотинки мелкие (до 1 мм), слабо или совсем неокатанные, час-

ти зерна в сростках с кварцем. Цвет золота светло-желтый. Аналогичное золото обнаружено в протоочках с участков рудопроявлений. Совместно с золотом в шликках встречаются ильменит, циркон, рутил, редко шеллит, киноварь и касситерит.

Серебро

Кроме описанных золото-серебряных рудопроявлений, серебро образует либо самостоятельные проявления, либо встречается в полиметаллических рудах.

К последним относится рудопроявление Перевальное (I-3-I), расположенное на севере территории, в междуречье Арки и Прав. Эльбяха. Оно приурочено к зоне дробления субщелочных гранитов Эльбяхского массива. Эта зона мощностью около 3 м по развалам прослеживается в меридиональном направлении на 10 м. Граниты в зоне дробления катаклазированы, окварцованы, серицитизированы и пронизаны сетью кварц-флюоритовых прожилков с обильной вкрапленностью аргентита, офелерита, галенита, в небольшом количестве встречаются халькопирит и самородное серебро. При химическом анализе рудной пробы установлено 792,3 г/т серебра, 12,16% цинка, 0,71% свинца и 1 г/т золота.

Пространственная приуроченность минерализованной зоны к крупному широтному разлому, оперяющей трещиной которого она, возможно, является, позволяет надеяться на выявление в этом участке других рудных тел.

На востоке района находится серебряное рудопроявление Пограничное (II-4-I). Оно представляет собой кварцевые развалы среди туфов смешанного состава амканской свиты вблизи прорывающих их гранитных штоков. Площадь развалов исчисляется первыми квадратными метрами, размеры кварцевых глыб достигают 20 см. Химическим анализом в двух штучных пробах установлено 25,2 г/т и 40,9 г/т серебра и до 0,08% свинца. В протоочках из этих проб обнаружено до 100 зерен пироморфита.

Россышное серебро обнаружено в редких шликковых пробах на северо-западе района (правобережье Кетанды). Зерна серебра пылевидные, хорошо окатанные, стально-серого цвета; встречаются вместе с ильменитом, цирконом, рутилом и апатитом. Практического интереса россышное серебро не представляет. В некоторых водотоках в шликковых пробах изредка встречаются редкие зерна шеллита, касситерита и киновари, не представляющие практического интереса.

Строительные материалы

Некоторые геологические образования, развитые на территории, при необходимости можно использовать в качестве строительных материалов. К ним относятся разнообразные изверженные породы и современные аллювиальные отложения песка, гравия и скопления валунов. Карбонатные и глинистые породы протерозоя, девона и триаса для использования в строительных целях не пригодны из-за их интенсивного ороговивания под воздействием интрузий.

Изверженные породы. Среди изверженных пород представляют интерес эффузивы кислого и среднего состава, развитые практически повсеместно. Испитания андезитов хетандинской свиты в районе Хаканджинского месторождения, на соседней территории [19], показали, что они имеют временное сопротивление сжатию 960-1100 кгс/см², коэффициент размягчения 0,9-0,92 и объемный вес 2800 кг/м³; они могут быть использованы в качестве щебня для морозостойких бетонов марки "300". Липариты урагской свиты и субвулканических тел из того же района имеют временное сопротивление сжатию 340-650 кгс/см², коэффициент размягчения 0,7-0,8 и объемный вес 2200-2400 кг/м³, что позволяет использовать их в качестве щебня для неморозостойких бетонов марки не выше "200".

Обломочные породы. Для разработки валунного и булыжного камня наиболее пригодны отложения 6-10-метровых аллювиальных террас руч. Лев. Эльбяха и верховьев Арки, которые сложены несортированными галечниками, преимущественно с крупной галькой (до 50%), валунами (20-30%), гравием и разнозернистым песком (до 20%). Крупные валуны и галька сложены гранитами и хорошо окатаны.

В нижнем течении руч. Уиса в водно-ледниковых террасах наблюдается 3-4-метровый пласт среднезернистых кварц-полевощпатовых песков. Прогнозные запасы их составляют около 500 тыс. м³ [20].

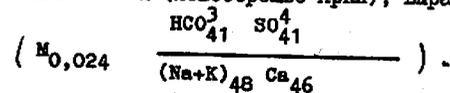
В долинах Кетанды, Арки и их крупных притоков в современных аллювиальных отложениях отмечаются пласты гальки и гравия, достигающие мощности 10 м. Запасы их практически не ограничены.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

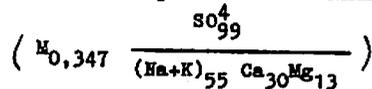
Гидрогеологические особенности территории определяются ее положением в области развития многолетней мерзлоты. На смежной территории, по данным вертикального электрорадиометрирования [19], мощность многолетней мерзлоты колеблется от 20 м в долине до 70 м на

водоразделах, а в окрестностях Охотска бурением установлена 200-метровая пачка мерзлых пород [18]. Видимо, близкие к указанным мощности мерзлоты характерны и для описываемого района. Широко распространенная многолетняя мерзлота служит водупором для надмерзлотных и кровлей для подмерзлотных вод.

Надмерзлотные воды приурочены к деятельному слою, мощность которого колеблется от 0,5 м на северных склонах до 2,5-3 м на склонах явной экпозиции и на поверхностях террас. Наиболее водообильны аллювиальные и водно-ледниковые отложения. Питание надмерзлотных вод осуществляется за счет атмосферных осадков и оттаивания мерзлых пород. Источники этих вод с дебитом 1,5-2,0 л/мин наблюдаются чаще всего у подножия склонов. Вода характеризуется относительной мягкостью (жесткость - 2,1-2,6 нем.град), pH равен 4-6,4. В зависимости от фильтрующих пород ее химический состав несколько колеблется. Так, химический состав вод, циркулирующих в кислых эффузивах уракской свиты (левобережье Арки), выражается формулой Курлова

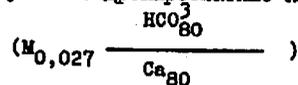


Воды, дренирующие гидротермально измененные аргиллизированные породы (устье Эльбяха), сульфатного натриево-калиево-кальциевого состава (формула Курлова



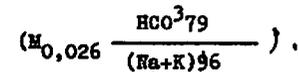
ясняется высоким содержанием сульфидов в фильтрующих породах. Надмерзлотные воды имеют преимущественно трещинный и реже поровый характер.

Воды сквозных таликовых зон ограничено распространены или недоступны для наблюдения, так как циркулируют под руслами рек, ручьев и озерами. Таликовые воды гидравлически связаны с подмерзлотными и имеют с ними общие условия питания и разгрузки. Они приурочены к аллювиальным отложениям водотоков и по характеру циркуляции могут быть как трещинными, так и поровыми. Верхняя граница этих вод определяется уровнем поверхностных водотоков и озер. По химическому составу они гидрокарбонатные кальциевые



Подмерзлотные воды циркулируют в коренных породах, где кровлей водоносного горизонта является подошва многолетнемерзлых пород. На поверхность эти воды выходят в виде восходящих источников, действующих круглогодично (верховье Кетанды). Дебит таких источников

до 50 л/мин. По химическому составу вода гидрокарбонатная натриево-кальциевая



Питание подмерзлотных вод происходит через таликовые зоны за счет поверхностных водотоков, а разгрузка - в русла рек.

О наличии подмерзлотных вод свидетельствуют многочисленные наледи, встречающиеся в долинах крупных рек и ручьев. Длина их изменяется от 200 м по ручьям Ивелчан, Короткий, Хета и др. до 5 км по рекам Арке, Эльбяху; по долине р.Кетанды наледи протягиваются на 10 км. Наиболее мощные наледи, не стаявшие до осени, находятся в долинах ручьев Прав.Эльбяха, Онни, Гальмаркана, Ломанного и рек Арки и Кетанды. Чаще всего наледи расположены цепочкой вдоль зон крупных разломов, что также свидетельствует о питании их за счет подмерзлотных вод.

Все воды в районе пригодны для бытовых и технических нужд; запасы их практически неограничены. В летнее время источников водоснабжения могут служить поверхностные воды, в зимнее - подмерзлотные воды в зонах сквозных таликов.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Рассматриваемый район еще до недавнего времени считался бесперспективным в отношении рудных полезных ископаемых. Лишь в последние годы (1967-1969 гг.) в процессе производства геологической съемки и поисков м-ба 1:200 000 здесь были обнаружены коренные и россыпные проявления золота и серебра. Перспективы района, по-видимому, не исчерпываются этими проявлениями и при дальнейших более детальных исследованиях возможны более интересные открытия.

Территория листа несомненно относится к золотоносным районам. Об этом прежде всего свидетельствуют выявленные рудопроявления и шликерные ореолы золота. Кроме того, сложное геологическое строение района, обусловленное развитием разновозрастных магматических образований, интенсивно проявленной разрывной тектоникой и процессами гидротермального преобразования эффузивных пород, обнаруживает большое сходство с геологической обстановкой других районов вулкано-огненного пояса, где уже открыты промышленные месторождения золота, в частности, с положением Хаканджинского месторождения, расположенного в 40 км к востоку от района.

Большинство выявленных рудопроявлений золота и серебра и шликерные ореолы золота отчетливо тяготеют к Кетандинскому и Аркинскому глубинным разломам, контролирующим размещение интрузивных мас-

сивов, субвулканических тел и полей гидротермально измененных пород (пропилитов и вторичных кварцитов). С другой стороны, рудопроявления и шликовые ореолы локализуются в непосредственной близости от вулканических структур, сложенных уражской свитой, или в периферических частях последних. Таким образом, на данной территории подтверждаются общие закономерности размещения рудопроявлений золота в эффузивах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в Охотском районе, главными из которых являются: 1) приуроченность рудопроявлений к зонам глубинных разломов; 2) расположение их по периферии вулканических прогибов; 3) связь рудопроявлений с зонами гидротермально измененных пород. Таким условием удовлетворяют бассейны ручьев Абдая и Уиса, а также, возможно, верховья руч. Лев. Таклакана и правобережье руч. Онни. В бассейнах ручьев Абдая и Уиса рекомендуется первоочередная постановка геологосъемочных и поисковых работ м-ба 1:50 000. В выявленных в районе рудопроявлений содержания золота довольно низкие, но следует иметь в виду, что большинство этих рудопроявлений размещены в зонах развития аргиллизованных пород, которые в других районах [6] образуют внешние ореолы рудных зон, и не исключено, что с глубиной содержание полезных ископаемых и параметры рудных тел могут возрасти. Золотоносность аллювия руч. Абдая заслуживает особого внимания. Коренные источники золота и даже значительные гидротермальные преобразования пород здесь не обнаружены. Однако в игнимбритах уражской свиты хорошо выражены вторичные сферолитовые и аксиолитовые структуры, которые на других участках территории не установлены. Существует мнение, что эти структуры отражают наиболее слабое гидротермальное изменение пород, сопровождавшее рудные тела эпitherмального типа [14]. Вероятно, золоторудные тела в бассейне руч. Абдая слабо эродированы, находятся в пределах плохо обнаженной речной долины и поэтому не обнаружены.

Серебряно-полуметаллическое рудопроявление, находящееся на севере района в границах Эльбяхского массива, изучено недостаточно, однако положение его вблизи зоны крупного широтного разлома позволяет надеяться на выявление в этом районе новых рудных тел. Учитывая, что в западной части Эльбяхского массива, кроме того, установлено золотоносность аллювия руч. Ломаного, здесь также рекомендуется проведение геологосъемочных и поисковых работ м-ба 1:50 000 с объемом горных выработок (канал) порядка 5000 м³.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

1. ВЕЛЬДЯКОВ Ф.Ф., ИВАНОВ В.А. и др. Основные особенности тектоники и история развития Охотского массива. Сб. "Тектоника Сибири", т. IV. М., "Наука", 1970.
 2. ГРИНБЕРГ Г.А. Докембрий Охотского массива. М., "Наука", 1968.
 3. ЗАГРУЗИНА И.А., ГОРБОВ В.В., ШНАЙ К.И. Геохронология магматических, метаморфических и рудных образований Северо-Востока. Тр. СВ КНИИ СО АН СССР, вып. 30, Магадан, 1967.
 4. МАЛБЕВ Е.Ф. Опыт картирования вулканических формаций. М., "Наука", 1969.
 5. МОЖАНЦЕВ К.Е., ГОРНИЦКИЙ Д.К. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М. "Наука", 1968.
 6. ПЛЯШКЕВИЧ Л.Н. Золотое и золото-серебряное оруденение эпitherмального типа Северо-Востока СССР. Сб. "Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока", Магадан, 1967.
 7. РЕЗАНОВ И.А. Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. М., "Наука", 1969.
 8. РИТМАН А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.
 9. РЯБОВ А.В., ВОРОШИЛОВ А.А., СУХАНОВ С.М. Особенности строения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и дальнейшее направление поисковых работ (по геофизическим данным). В сб. Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока, Магадан, 1967.
 10. ЧИКОВ Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. М., "Наука", 1970.
 11. ЧИКОВ Б.М. Кетандинский глубинный разлом "Геология и геофизика", 1970, № 26.
- Ф о н д о в а я ^{х)}
12. ВЕЛЬДЯКОВ Ф.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000; серия Приохотская, лист Р-54-XXX (объяснительная записка). 1967, № 845.

^{х)} Хранится в фондах Северо-Восточного территориального геологического управления.

13. ВЕРЕЩИКИ П.Г. Отчет о работе Хоторандинской геолого-поисковой партии масштаба 1:500 000 в бассейне среднего течения р.Урак. 1944, № 6486.

14. ГЕЛЬМАН И.Л., ТИМОШЕНКО В.И., ФИЛИПОВ А.У. Отчет по теме № 717 "Изучение типов региональной пропилитизации эффузивов в связи с поисками эпitherмальных месторождений в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса", 1967, № 14970.

15. ДОМОХOTOB C.B. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000; Оймякон, лист P-54 (объяснительная записка). 1962.

16. ДИБРОВ В.Е. Отчет Средне-Охотской геологореконгноспировочной партии о геологических исследованиях в бассейне рр.Охота, Кухтуй. 1944, № 6486.

17. ЗАДОРОЖКО Л.И., СТАРНИКОВ Ю.Р. и др. Отчет Охотской аэромагнитной партии масштаба 1:50 000 за 1964 год. 1965, № 14582.

18. КОРОЛЬКОВ В.Г. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000, серия Прихотская, лист O-54-IV (объяснительная записка). 1966, № 756.

19. КОРОЛЬКОВ В.Г. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000, серия Прихотская, лист P-54-XXXV (объяснительная записка). 1969, № 889.

20. КОРОЛЬКОВ В.Г., КОРОЛЬКОВА А.М. и др. Отчет о результатах работ Аркинской геолого-съемочной партии масштаба 1:200 000 за 1967-1969 гг. 1969, № 15999.

21. ПЕТРОВ В.Я. Отчет о работах Котло-Уракской партии поискового опробования в верховьях р.Урак в 1945 г. 1946, № 6467.

22. СТЕПАНЬКОВ Л.С. Отчет Катандинской геолого-рекогноспировочной партии о геологических исследованиях в бассейне р.Кетанди и на левобережье верхнего течения р.Урак. 1944, № 6211.

23. ХЕРУВИМОВА Е.Г., ТАРХОВА М.А., ЧЕШИХИНА К.Г. Отчет по аэромагнитным работам Алданской экспедиции в районе побережья Охотского моря за 1958 г. (лист O-54, южная половина P-54). 1959, № 12650.

Приложение

Список

проявлений полезных ископаемых, показанных на листе P-54-XXXIV карты полезных ископаемых м-ба 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) проявления	Ссылка на литературу (номера по списку литературы)	Примечание
------------------------	------------	---	--	------------

Металлические ископаемые

Благородные металлы

Золото

I-2	I	Право-Аркинское	20	
I-3	2	Ломаное	20	
II-I	I	Магдалинды	20	
III-I	I	Олень	20	
III-2	I	Право-Онилинское	20	
III-2	2	Снежное	20	
III-4	I	Морозное	20	
IV-2	I	Тайлакан	20	
IV-3	I	Абдай	20	
IV-4	I	Уис	20	
IV-4	2	Левое-Голубичное	20	
IV-4	3	Голубичное	20	

Серебро

I-3	I	Перевальное	20	
II-4	I	Пограничное	20	