

Министерство геологии СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА СССР

Масштаб 1:200 000

Серия Якутская

Лист N -53-IX

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составил В.Н.Пончаров
Редактор В.И.Сухов

Утверждено Научно-редакционным советом ВУГЕПИ
2 декабря 1972 г., протокол № 27

Москва 1978

С о д е р ж а н и е

Стр.

Введение	3
Геологическая изученность	5
Стратиграфия	8
Интрузивные образования	34
Тектоника	48
Геоморфология	56
Полезные ископаемые	60
Подземные воды	65
Оценка перспектив района	67
Литература	71
Список проведённых полезных ископаемых	74

В В Е Д Е Н И Е

Территория листа N-53-IX, ограниченная координатами $54^{\circ}40' - 55^{\circ}20' / \text{с. ш.}$ и $134^{\circ} - 135^{\circ}$ в. д., административно входит в Тугуро-Чумканокий район Хабаровского края. Большая часть ее охватывает остров хр. Джугджур - хребты Немежканокий, Тугкинский, Салджак, Качча; небольшая площадь на юго-западе принадлежит системе Майского хребта. Джугджурские острова, ориентированные преимущественно меридионально, имеют абсолютные высоты 1000-1738 м, относительно преизмерения - 600-1000 м. Майский хребет (абсолютные отметки 1000-1268 м) субширотного простирания, относительно преизмерения его вершин над долиной р. Мая достигают 1000 м. Юго-восточную часть территории занимает выложенное низкогорье с абсолютными отметками водоразделов 300-400 м, а отдельных вершин до 600-700 м. Минимальные абсолютные отметки (до 45 м) припадают на долины притоков р. Уда в юго-восточной части территории.

Гидросеть района представляет левые притоки р. Уда. Наиболее крупный из них - р. Мая течет в юго-восточном направлении на протяжении 45 км. Русло реки шириной 120-170 м разветвляется на множество протоков, мезандрирующих в широкую (4-5 км) долину. Глубина реки 2-3,5 м на плесах и 0,8-1,3 м на перекатах, скорость течения 0,8-1,8 м/с. В пределах района на всем протяжении р. Мая припудна для передвижения на моторных лодках. Лесосилая возможна, но затруднена из-за обилия протоков и неустойчивости режима. Уклон тальвега реки 0,0017. Второй по величине рекой района является р. Джана, протекающая в юго-восточном направлении. Долина реки шириной 1,5-2 км на севере ближе Тугкинского хребта расширяется до 6-7 км. Ширина русла 40-60 м, глубина 0,6-1 м на перекатах и 1,5-2 м на плесах. Скорость течения 1,5-2,5 м/с. Уклон тальвега 0,004. Многочисленные перекаты, протоки и завалы препятствуют передвижению по реке мотор-

ных додок и делают ее непригодной для лесосплава. Меньше крупные притоки р. Уды - реки Немеркиан, Туткани и Туттанчи. Лесосплав и передвижение на моторных лодках по этим рекам невозможны.

Для всех рек района характерно непостоянство водного режима. Во время весенних и летних паводков уровень воды в реках быстро поднимается до 1,5-2 м в малых реках и до 3-5 м в таких, как Мая и Джана. Спад воды происходит в течение 3-4 дней. В засушливое время реки мелеют.

Близость территории к побережью Охотского моря предопределяет муссонный характер климата. Летом ветры дуют преимущественно с моря на сушу, а зимой с суши на море, обуславливая прохладное влажное лето и стужу морозную зиму. По данным метеостанции "Джана", расположенной на площади дельты, среднегодовая температура (за период с 1960 г. по 1970 г.) составляет -5,7°, продолжительность устойчивых морозов - 166 дней. Средняя продолжительность безморозного периода (от последних весенних до первых осенних заморозков) - 73 дня. Среднегодовое количество осадков равно 332 мм, причем наибольшее количество осадков (228 мм) выпадает в теплый период, с мая по сентябрь. Суровые климатические условия предопределяют по-всеобщее развигие в районе многолетней мерзлоты, мощность которой 10-30 м. На склонах северной экспозиции и на заболоченных участках верхняя граница ее фиксируется непосредственно под молами покровом, на остальных участках мощность деятельного слоя к концу лета достигает 1-1,2 м, река до 2,5-3 м.

Распределение растительности в районе подчиняется вертикальной зональности. В долинах рек растут лиственница, ель береза, тополь с густым подлеском. На склонах возвышенностей до высоты 300-400 м растет лиственница, береза, улаженские места покрыты густым ельником. На высотах 400-800 м преобладают труднопроходимые заросли кедрового стланника, который изобилуетными скоплениями встречается до высоты 1000 м. Выше, в голышовой зоне, произрастают мхи и лишайники.

В долинах всех крупных рек района имеются тропы, пригодные для передвижения вьючного оленьего транспорта. В зимнее время по долинам крупных рек возможна перевозка грузов на вездеходах. Основным же транспортом в пределах района является вертолет.

На территории находится метеостанция "Джана", где постоянно проживает 3-4 человека. Близкий наиболее крупный населенный пункт - районный центр пос. Чулкан расположен в 80 км от центра дельты на юго-востоке. В нем проживает около 1500 человек населения. Кроме районных административных и общественных организаций, в поселке имеются почта, телеграф, больница, школа, госбанк. Здесь же разме-

нается правление колхоза им. XII партсъезда. Вдоль по величине населенный пункт - пос. Удокое, расположенный в 60 км к югу от центра дельты. Численность населения достигает 300 человек. Здесь имеются почта, школа, отделение Сбербанка и метеостанция. Вблизи поселка находится база Удской экспедиции ЦИТЛ.

Обнаженность района неравномерная. В области выходящего изкотурья (юго-восточная часть территории) коренные обнажения встречаются крайне редко. На остальных площадях относительно хорошо обнажены предельно водоразделов и долины золотоссы, в бортах последних довольно часто протяженные скальные выходы коренных пород. Район характеризуется плоской, а участки очень низкой проходимостью.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые сведения о геолого-географических особенностях, растительном и животном мире района появились в результате маршрутных исследований Н.Г. Меглинского (1850-1851 гг.), А.Ф. Миденюрова (1874 г.), К.Л. Богдановича (1895-1898 гг.) и К.В. Прохоровского (1911-1912 гг.).

В 1943 г. М.М. Мухомов провел поисковые работы на золото и другие полезные ископаемые в бассейне Джана. Им были выявлены докембрийские, палеозойские, каменноугольные стратифицированные и интрузивные образования. Более детальные геологические исследования на территории были проведены в 1949 г. Н.А. Раковым [28], составившим геологическую карту м-ба 1:500 000. Она была использована при составлении государственной геологической карты м-ба 1:1 000 000 листа м-53 [10]. Н.А. Раков выявляет архейские тейсы и кристаллические сланцы, интрузивные гранито-тфейсы, верхнепротерозойские-нижнепалеозойские, палеозойские и верхнеюрские-нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования, среди интрузивов - протерозойские, терциарские и дараемские гранитоиды.

В 1957 и 1961 гг. территория бассейна Джана была покрыта аэрофотосъемкой м-ба 1:200 000 [32, 35]. На основании этих материалов в 1962 г. издана карта аномального магнитного поля листа м-53-IX [47].

В 1965-1966 гг. Западно-Прохотское, куда входит площадь дельты, была покрыта аэрофотосъемкой м-ба 1:1 000 000 [29].

В 1963-1966 гг. на территории дельты м-53-IX В.И. Орлов [30] и М.И. Дубровин [26] провели обзорные поиски россыпного золота. Эти работы не внесли изменений в существующие представления о геологическом строении района.

Большую роль в расшифровке геологической позиции района сыграли региональные исследования, проведенные в зоне Становика-Дуги д-ра Д.С. Коржинским [8], Д.К. Дзвановским [5], Н.Г. Стуловским [18], В.Н. Мокшяны [14, 15, 16], а в Западном Промоходе - Д.И. Красным [11].

В 1967-1970 гг. на территории описываемого листа под руководством автора записки при участии В.Б. Чеплигина, И.В. Козаревой, В.П. Лангуса и А.В. Дегенко произведены геологическая съемка и поиски м-ша 1:200 000 [25]. Результаты этих работ послужили основой для составления Государственной геологической карты и карты полезных ископаемых листа М-53-IX. Кроме того, использованы данные аэроматричной и гравиотригической съемки, результаты дешифрирования аэрофотоснимков; учтены также материалы геологической съемки м-ша 1:200 000 сопредельных территорий [3, 6, 20-24, 27, 31, 34, 36].

Аэрофотоснимки (м-б 1:28 000) хорошего качества, дешифрируемость их неравномерная, чаще плохая. Наиболее четко дешифрируются разрывные нарушения, четвертичные аллювиальные отложения и субаллювиальные наносы. Значительная информация получена при геоморфологической дешифрировании. На карте аномального магнитного поля территория листа М-53-IX (рис. 1) четко делится на две части: северную, сложную породами докембрия и характерную для ополоченных магнитных полей, и южную, где развиты преимущественно мезозойские вулканогенно-осадочные образования, для которых характерно сложное дифференцированное знакопеременное магнитное поле. Массив мезозойских трианголов выделяется в виде слабо дифференцированных положительных магнитных аномалий. По данным триангметрической съемки, значения силы тяжести плавно меняются от отрицательных в северной части листа на положительные в южной.

Большинство аналитических данных, приведенных в записке, получено в Центральной лаборатории ДВНТУ: химические анализы выполнены А.Д. Зыгостевой и Л.И. Жуковой, спектральные - Г.Г. Давыденко и Е.Г. Шаровой, определения абсолютного возраста пород - Т.К. Ковальчук, палинологические анализы - Л.Д. Казачкиной и И.В. Мамонтовой. Остатки ископаемой флоры определены М.М. Кошман (ДВНТУ) и И.Н. Сребродольской (ВЗЕТИ), ополочка и катастрофия в известняках верхнего протерозоя - А.Г. Постоловым (Западно-Сибирское ЦУ).

Принципиальная увязка Государственной геологической карты листа М-53-IX с соседними листами достигнута. Частные названия закрепляются в следующем.

На листе М-53-IX [20] метаморфические образования и породы тандро-анортозитового комплекса бассейна рек Ульчунд, Увьяк отнесены к раннему протерозою. В соответствии с новыми данными, под-



Рис. 1. Карта аномального магнитного поля (изолинии ΔTа). Масштаб 1:500 000

Изолинии (Δ T) а в миллирестедах (м3): 1 - положительные; 2 - отрицательные; 3 - нулевые; 4 - точки экстремумов (Δ T) а и их значения в миллирестедах.

ченными выломом записки, в горах А.Ф. Восточники [23] и Б.Л.Тол-
занчиным [24], эти образования считаются архейскими.

С оссеями с востока листом [34] названа свиты к раздвиг-
ной трактожке возраста гранитоидов Джана-Караевского массива. На
листе N-53-X они отнесены к раннекаменнололовому улукскому комплексу,
а на территории рассматриваемого листа - к позднекаменнололовому
Душпаурскому. Кроме того, выделены на листе N-53-X позднемо-
вой шток гранодиорит-порфиром на описываемом листе отнесен к крае-
вой фации гранитоидов Джана-Караевского массива.

На листе N-53-XV [36] в западной части междуучья Маг-Нене-
рикан выделена верхнекаменноловская подовита, однако, в соответствии
с частыми геологическими разрезами, составленным на левобережье Маг,
здесь развита нижнекаменноловская подовита, разрез которой нараживает-
ся к северу.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицируемые образования территории представляются метамор-
фическими породами архея и нижнего протерозоя, вулканогенно-кар-
бонатными образованиями верхнего протерозоя, осадочно-вулканоген-
ной толщей верхнеюрского-нижнемоловского возраста, четвертичными
эрозивно-делювиальными, аллювиальными и ледниковыми отложениями.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Д ж а н к с к а я с е р и я

Метаморфические породы архея широко распространены в север-
ной части листа, в Оссеяхнах Ульчуньи, Иктандя, Утанак, Биралди.
Кроме того, они закартированы на двух изолированных участках в
Оссеяхнах Далинку и Далинку-Малит.

Породы архея, первично метаморфизованные в условиях транслюди-
товой фации, в раннем протерозое претерпели диафорез, изофациаль-
ный прогрессивному метаморфизму пород нижнего протерозоя. Нарате-
нетическим ассоциациям минералов, характерные для амфиболитовой фа-
ции метаморфизма (без учета направленности метаморфических процес-
сов), ранее служили основанием для отнесения диафорезованных ар-
хейских образований к дучинской серии нижнего протерозоя [20]. В
соответствии с решением 2-го Дальневосточного стратиграфического
совещания, состоявшегося в 1965 г., метаморфические образования
Оссеяхна среднего течения р. Джана отнесены к джачинской серии, ко-

торая сопоставляется с куралтинской серией архея западной час-
ти зоны Становика-Душпаура.
В пределах названного листа Джачинская серия подразделена на
три свиты: Куралтинскую, Ульчунскую и Иктандинскую.

Куралтинская свита (Ар к1)

Свита развита в северной части территории (Оссеяхна Ульчуньи,
Иктандя, Утанак) и в изолированных тектонических блоках в Оссеях-
на Далинку-Малит. Контакты Куралтинской свиты с другими свитами ар-
хей тектонические, поэтому положение ее в разрезе Джачинской серии
несколько условно. Отнесение свиты к основанию серии обусловлено на
общем наращивании разреза последней в общем направлении при согласо-
ном наложении иктандинской свиты на Ульчунскую. Кроме того, к
стратиграфическому уровню Куралтинской свиты приурочено большинство
массивов архейских габброидов, протектически отсутствующих среди об-
разований Ульчунской и Иктандинской свит, что может свидетельство-
вать о более глубоком эрозивном срезе северной части листа.

Куралтинская свита представлена амфиболитами (анодипроксенови-
ми) кристаллическими сланцами и гнейсами, содержащими прослойки био-
титовых, биотит-пироксеновит, биотит-амфиболит, иногда трафит-
и трактитсодержащих гнейсов. Изредка встречаются магнезиальные прослойки
кварцитов.

Воздействие широко протяженной разрывной тектоники, непрерыв-
ный разрез свиты не составлен. Частные разрезы ее изучены в ряде
участков.

На правобережье Джана, выше устья руч. Баракан, канавками возни-
ти (в м):

Кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовые (анодипроксеновые)	130
Кристаллические сланцы и гнейсы пироксеновые	160
Гнейсы биотитовые, биотит-пироксеновые	50
Кристаллические сланцы амфиболитовые	40
Гнейсы биотит-амфиболитовые, трафит-пироксено- вые, переслаивающиеся с амфиболитовыми кристаллическо- выми сланцами	120
Кристаллические сланцы амфиболитовые и биотит- амфиболитовые с прослоями биотитовых, трафит-биотит- овых гнейсов в верхах папки	100
Всего	600 м

Более высокая часть разреза Куреляхской свиты изучена с помощью горных выработок в бассейне Ульчунки, где залегает (в м):

Кристаллические сланцы пироксеновые с реликвиями прослоями биотит-пироксеновых гнейсов	450
Гнейсы биотит-пироксеновые, пересталамшившиеся с пироксеновыми кристаллическими сланцами	120
Гнейсы биотит-пироксеновые	180
Всего	750 м

В целом свита хорошо выдержана по простиранию. Для нее характерен многоотный состав при резком преобладании пироксеновых и амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов, что существенно отличается ее от других свит Джунгской серии. Аналогичный состав и строение свиты отмечены и в выступах Чотарской глыбы (верховья Немерь-кана).

Можность Куреляхской свиты в пределах описываемой территории оценивается в 1100-1200 м, хотя сложность джунггитной тектоники делает эту цифру весьма условной.

Ульчунская свита (AR uc)

Эта свита обнажена на правобережье верхнего течения р. Ульчунки и в бассейне нижнего течения р. Артык. В тектонической блоке (около 20 км²) свита замартирована также в нижнем течении Дилингу. Сложена она трафит-гранатовый, трафит-биотитовый, гранит-пироксеновый, биотит-трафит-гранатовый, трафитовый, биотитовый гнейсами. В виде прослоев встречаются пироксеновые, биотит-пироксеновые кристаллические сланцы и мраморы. Благодаря своеобразному набору пород свита является мармуровой в разрезе Джунггской серии. С Куреляхской свитой описываемая контактирует по системе субширотных и северо-восточных разломов.

Наиболее полный разрез свиты составлен с помощью горных выработок и по коренным выходам в долине правой составляющей р. Ульчунки на продолжении верхней части разреза Куреляхской свиты. Здесь залегает (в м):

Гнейсы биотит-пироксеновые гранатосодержащие	50
Кристаллические сланцы пироксеновые	25
Пачка чередующихся трафит-гранатовых и гранат-биотит-пироксеновых гнейсов	120
Кристаллические сланцы биотит-пироксеновые	30
Гнейсы гранат-биотит-пироксеновые с прослоями пироксеновых, трафит-биотитовых гнейсов и пироксеновых кристаллических сланцев	225

Гнейсы трафит-гранатовые, трафитовые, гранатовые с прослоями трафит- и гранатосодержащих биотит-пироксеновых гнейсов	570
Пироксеновые кристаллические сланцы с гранатом, в основании пачка гранат-биотит-пироксеновых гнейсов (20 м)	100
Гнейсы биотит-пироксеновые с прослоями трафит-биотитовых, трафит-гранатовых гнейсов	120
Кристаллические сланцы пироксеновые	40
Гнейсы трафитовые	30
Гнейсы пироксеновые, биотит-пироксеновые с прослоями трафитовых, гранат-трафитовых гнейсов	80
Кристаллические сланцы пироксеновые	30
Гнейсы пироксеновые, биотит-пироксеновые	50
Гнейсы трафит-гранатовые	45
Кристаллические сланцы пироксеновые с прослоями трафит-гранатовых гнейсов	95
Гнейсы гранат-биотит-пироксеновые	160
Гнейсы и кристаллические сланцы пироксеновые, часто гранатосодержащие, в основании пачки трафит-гранатовых гнейсов	130
Всего -	1300 м

Иктандинская свита (AR 1k)

Помимо пород, упомянутых в разрезе, в составе свиты встречается пласт мраморов мощностью от 5 до 60 м (бассейн рек Артык, Дилингу). В данном блоке, представляющем собой северо-восточное окончание Чотарского глыбового поднятия, разрез Ульчунской свиты отливается почти полным отсутствием лейкократовых трафитовых и трафит-гранатовых гнейсов. Не исключено, что в бассейне Дилингу обнажаются более высокие горизонты свиты.

Мощность Ульчунской свиты 2300-2500 м.

Свита замартирована в виде узкой (2-5 км) полоски, вытянутой в субширотном направлении от верховья Иктандин до левобережья Джунги. На подстилающей ульчунской свите иктандинская залегает согласно. Равнина между ними проводится по долине мощной пачки меланократовых пироксеновых кристаллических сланцев.

Для иктандинской свиты характерен пестрый набор пород при существенном преобладании пироксеновых гнейсов. Она сложена пероксеновыми, амфибол-пироксеновыми, биотит-пироксеновыми, гранат-пироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Полученное знание имеет прослой биотит-гранатовых, трафитовых гнейсов и линзы мрамора.

Нижняя часть разреза сниты изучена по коренным обнажениям в долине левого притока р. Намудига. Здесь на гранит-бюкитовых гнейсах ультрабазитовый свиты согласно заведеть (в м):

Кристаллические сланцы пироксеновые, мюлиты	450
Трафит- и гранатосодержащие	150
Гнейсы пироксеновые	150
Кристаллические сланцы пироксеновые	250
Гнейсы и кристаллические сланцы пироксеновые, часто гранатосодержащие	100
Кристаллические сланцы пироксеновые	200
Гнейсы бюкит-пироксеновые	1300
Всего - 1300 м	

Более высокая часть разреза сниты изучена по коренным выходам и с помощью канав в правом борту долины, против устья Бираничи, где заведеть (в м):

Гнейсы пироксеновые, бюкит-пироксеновые, переслаивающиеся с пироксеновыми кристаллическими сланцами и мраморами	550
Гнейсы трафит-гранатовые	20
Гнейсы бюкит-пироксеновые, часто гранатосодержащие с линзами мраморов и прослоями трафитовых гнейсов	180
Гнейсы пироксеновые с прослоями и линзами мраморов	100
Гнейсы бюкит-пироксеновые, часто гранатосодержащие с линзами мраморов	50
Кристаллические сланцы гранит-пироксеновые мраморов с прослоями пироксеновита, бюкит-пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев	210
Гнейсы пироксеновые, гранат-пироксеновые, нередко трафитосодержащие, с прослоями мраморов и пироксеновых кристаллических сланцев	220
Мраморы с прослоями трафитовых гнейсов и пироксеновых кристаллических сланцев	100
Гнейсы и кристаллические сланцы пироксеновые, бюкит-пироксеновые, часто трафитосодержащие	50
Всего - 1340 м	

Мраморы и трафитовые гнейсы встречаются в различных частях разреза сниты, образуя линзы и невыдержанные прослои протяженностью до 2-4 км.

Мощность китандинской сниты оценивается в 2500-2700 м.

Очень архаичных пород по петрографическому составу выделяются четыре основные группы: 1) естественно пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы - породы богатые СаО; 2) гранатовые и бюкитовые гнейсы - породы богатые глиноземом; 3) мраморы; 4) кварциты.

Наиболее распространенными породами являются кристаллические сланцы вышнее префитовых пород темной-серой до черной среднетвердого состава породы вышнее, подстилающей или несогласующейся текстурой. Гнейсы отличаются более светлой окраской и наличием кварцево-плагиокластовых текстур. Мраморы и кристаллические сланцы, слабо зернистые и мелкозернистые, следующие: мраморы (ж 35-50 в кристаллических сланцах, ж 30-35 в гнейсах), кварц - 0-5% в кристаллических сланцах, 10-20% в гнейсах, киннопироксен (диопсид-теденбургит, сиз = 42°, 2v = +56°) - 0-50%, в гнейсах на более 20%, ромбический пироксен (ташперстен, 2v = -72-80°) - 0-35%. В бюкитовых гнейсах, трафитовых и вышних сланцах различается присутствие хрситовидно-коричневый бюкит (1-5%), гранат (1-5, реже до 20%), трафит (1%), коричневый рожевая окраска (5%, реже до 20-30%). Амфиболы и минералы придают сниту эффект, амфиболы, цитроном и рудными минералами.

Среди естественно гранатовых и бюкитовых гнейсов и по колористическому соотношению породобудущих минералов выделяется разнородность: гранат-пироксеновые, трафит-бюкит-пироксеновые, бюкит-пироксен-гранатовые, гранит-бюкитовые, трафитовые. По вышнему ряду это светло-серые, коричневатые-серые по окраске породы желто-коричневые и среднетвердые структуры, содержащие порфириды граната до 2 см в диаметре. Микроструктура гнейсов гранобластовая, тегеробластовая, порфириды: составом они из плагиоклаза (ж 30-35) - 30-55%, кварца 15-35% (в трафитовых разновидностях до 50%), ташиперстена 3-20%, красновато-коричневого бюкита 4-13%, трапата, опносидитоса к прорыв-эпидимитов (содержание пироксенового состава 41-44%), диопсид-теденбургит (сиз = 46°, 2v = +61°) до 15%, еще встречается структура антагитов до 30-40%. Амфиболы и минералы - амфибол, сфен, пироксен, ортит, рутил, малахит.

Мраморы - белые, реже серые, средне- и крупнозернистые породы известной текстуры: состоят из карбоната (70-90%), диопсид (1-5%), форстерита (5-15%), хондрита (2%); встречаются единичные зерна шпинели, кварца, теомита, сфена. Структура пород гранобластовая, реже порфириды.

Кварциты - среднезернистые породы белого или зеленовато-серо-го цвета. Структура пород гранобластовая, состоит они из кварца (90%) и мусковита (10%); апассорные минералы - сфен, пирокс.

По мнению большинства исследователей [8, 15], порода первой петрографической группы образована в результате метаморфизма мусковитов среднего и основного состава. Для остальных групп пород исходными служили терригенно-осадочные и карбонатные осадки.

Минеральные ассоциации диопсид-гиперстен-акцезин, диопсид-коричневая роговая обманка-акцезин-биотит, диопсид-биотит-акцезин-кварц, гранат-биотит-акцезин-кварц, гранат-гиперстен-акцезин-кварц свидетельствуют о том, что породы дьякинской серии образованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма (рогово-обманково-гранулитовая суфация, по Тернеру). Температурные условия метаморфизма, определенные с помощью биотит-гранатового геотермометра Л.Д.Перчука, соответствуют 690-730°C. Низкие содержания спессертина в порфидитах (1,3%) свидетельствуют, по Д.А.Великославинскому, об образовании пород при очень высоких давлениях (альмандиновый тип, по Машуро).

Как упоминалось выше, породы дьякинской серии претерпели неравномерно проявленный репрессивный метаморфизм амфиболитовой фации. Породы Чотарской глыбы полностью дьякирированы и почти не содержат минеральных ассоциаций гранулитовой фации. В Душкитурском рифовом подлите наиболее широко дьякирированы кристаллические сланцы и гнейсы куреманской и икитякинской свит, а в лежкопратонных гнейсах ульчунской свиты дьякирические изменения проявились локально. Для дьякирированных кристаллических сланцев характерны алопробластные, кумулобластные структуры, структура замещения и коррозия. Минеральные преобразования выражены в деапортизации плаггиоклазов, замещении пироксенов голубовато-зеленым амфиболом, кортикальной роговой обманки - зеленой ее разновидности, руттила - сфеном.

Существенно глиноземеистые гнейсы обладают кумулобластовой, деапортированной, пойкилобластовой структурами; гранат замещен биотитом, нередко совместно с мусковитом, эпидитом и кварцем, красно-новато-коричневый биотит - зеленой его разновидности обычно с сагитовой решеткой. Вследствие деапортизации в дьякирированных породах наблюдаются значительные колебания состава плаггиоклазов (от № 8 до № 40). Таким образом, в результате наложенного репрессивного метаморфизма в арехских породах возникли новые парагенетические ассоциации минералов: плаггиоклаз - зеленая роговая обманка - эпидит, плаггиоклаз-биотит-эпидит-кварц, плаггиоклаз-биотит-мусковит-эпидит-кварц и др., соответствующие амфиболитовой фации метаморфизма.

Описанные образования являются наиболее глубоко метаморфизованными породами района. Парагенетические минеральные ассоциации свидетельствуют о метаморфизме пород в условиях гранулитовой фации, что, по мнению большинства исследователей, позволяет отнести их по возрасту к архей. По упоминанию Д.П.Карсаева, абсолютный возраст гиперстеносодержащих кристаллических сланцев бассейна Токо (Братнянский рифовое поднятие), определенный калий-аргоновым методом по гиперстену, составляет 3005±120 млн.лет.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

И и и и и п р о т е р о з о й

Породы прогрессивно метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, отнесены к стеновому комплексу. Они развиты в верховьях рек Делинку, Немерикан и Мурин-Ойкон, где слагают Майско-Ульский трабон, разветвленный Душкитурское и Чотарское глубокие подплатты. Наибольшее развитие пород нижнего протерозоя установлены также на левобережье Баранди, у северной рыхлы листа, где они составляют единое тело с обширными полями нижнепротерозойских образований на территории листов №-53-III и №-53-IV [6, 20].

Нижнепротерозойские образования существенно отличаются от ареховских степенью метаморфизма, характером складчатости и особенностями соупругуемого магматизма. По характеру разреза они разделены на три свиты, хорошо сопоставляющиеся с сиванской, Курманкой и дьякинской свитами нижнего протерозоя соседних с севера и северо-востока листов [6, 20].

Сиванская свита (FR, sv)

Эта свита установлена в междуречье Кононни-Немерикан, в южной части Майско-Ульского трабона. Представляет она эпидит-, реже гранатосодержащие биотитовые, биотит-роговообманковые плаггиоклазовые свиты, содержащими линзы и прослойки амфиболитов. Разно подчиненное значение имеют прослойки эпидит-двуслитных и эпидит-роговообманковых плаггиоклазов.

Разрез свиты составлен по береговым обнажениям и торным выработкам в среднем течении р. Делинку, где залегают (в м):

- Плаггиоклазы эпидит-биотитовые с прослойками и линзами амфиболитов 400
- Плаггиоклазы гранат-эпидит-двуслитные с прослойками биотитовых плаггиоклазов 80

Платиотнейсн эпидот-биотитовые с прослоями и линзами амфиболитов	270
Платиотнейсн эпидот-биотитовые, эпидот-биотит-роговообманковые, эпидот-роговообманковые, эпидот-биотит-роговообманковые	400
Платиотнейсн эпидот-биотитовые, эпидот-двуслынные	250
Платиотнейсн эпидот-биотитовые, трапег-эпидот-биотитовые, эпидот-двуслынные с прослоями эпидот-биотит-роговообманковых платиотнейсов и линзами амфиболитов	680
Платиотнейсн эпидот-двуслынные	150
Платиотнейсн эпидот-биотитовые, иногда трапег-находящиеся с прослоями эпидот-двуслынных, эпидот-роговообманковых платиотнейсов и линзами амфиболитов	440
Всего -	2670 м

Строение и состав свиты выдержаны по простираниям, отмечаются лишь некоторые вариации в количестве прослоев и линз амфиболитов. Мощности сиваянской свиты в пределах листа определяются равной 3000 м. Учитывая, что южнее приведенного разреза породы свиты встречаются в виде ксенолитов в раннепротерозойских платиотнейсах, мощность ее может быть значительно больше.

Куманская свита (рр. км)

Свита складает северную (верховья Длинку и Немерджана) и центральную (междуречье Немерджан - Мурин-Онкон) части Майско-Удского грабена. В качестве ксенолитов и остатков кровли раннепротерозойских трапегидов они установлены также в верховьях р. Чонко и на левобережье р. Брандилья у северной рамки листа. На сиваянской свите куманская залегает согласно, трапига между ними проводится по подошве мощной монолитной пачки трубоподогачатых эпидот-двуслынных платиотнейсов. Разрез куманской свиты характеризуется выдержанностью по простираниям, большой мощностью слогающих ее однородных по составу и строению пачек гнейсов. Резко преобладают трубоподогачатые эпидот-двуслынные, часто трапегосодержащие платиотнейсы, среди которых изредка встречаются прослои биотитовых, роговообманковых платиотнейсов и амфиболитов.

По береговым обнажениям и горным выработкам в долине р. Длинку составлен следующий разрез свиты (в м):

Платиотнейсн эпидот-двуслынные, трапег-эпидот-двуслынные трубоподогачатые	1000
---	------

Платиотнейсн эпидот-двуслынные, трапег-эпидот-двуслынные с единичными прослоями роговообманковых платиотнейсов и линзами амфиболитов	670
Платиотнейсн эпидот-двуслынные, иногда трапег-находящиеся, тонкопосочатые	1280
Всего -	2950 м

Давлинская свита (рр. дв)

В пределах района свиты незначительно распространена. Выходы ее установлены в междуречье Длинку - Тала-Бура (10 км²) и на левобережье р. Брандилья (4 км²). Она залегает согласно на куманской свите, трапига между ними проводится по подошве первой мощной пачки роговообманковых платиотнейсов. В строении свиты принимают участие эпидотсодержащие биотит-роговообманковые, роговообманковые, биотитовые платиотнейсы и биотит-роговообманковые кристаллические сланцы. Мощность давлинской свиты в пределах листа N-53-IX не превышает 1000 м.

По петрографическим признакам породы нижнего протерозоя объединяются в три группы: 1) эпидот-двуслынные, эпидот-биотитовые платиотнейсы; 2) существенно роговообманковые платиотнейсы; 3) амфиболиты и роговообманковые кристаллические сланцы.

Эпидот-двуслынные и эпидот-биотитовые платиотнейсы наиболее распространены среди пород нижнего протерозоя. Внешне это мелко- и среднезернистые поосочатые породы светло-серого цвета. Структура их лепидогранобластовая, порфиробластовая, с элементами структуры плейроптейсов. Составит они из платиоклаза (№ 17-37) - 30-70%, кварца 10-30%, биотита 5-20%, мусковита 0-10%, высокотемпературного магнезистого эпидота (№-№р = 0, 013-0, 020; 2r = -80°) - 2-10%, в графитосодержащих разновидностях присутствует трапег (содержание пиритовой составляющей 8-10%) - 2-3%. Акцессорные минералы - апатит, сфен, циркон, рутил, рундлий.

Существенно роговообманковые платиотнейсы встречаются в разрезе сиваянской, давлинской, реже куманской свиты в виде маломощных прослоев. Внешне это серые, темно-серые среднезернистые породы сланцеватой или поосочатой текстуры. Структура пород некачественно-областовая, лепидограногранобластовая, порфиробластовая с элементами пойкилобластовой, текстура сланцеватая. Главные минералы - платиоклаз (№ 28-30) - 30-50%, кварц 10-20%, зеленая роговая обманка 15-40%, кормячий биотит 5-20%, эпидот 5-15%. Акцессорные минералы - сфен, апатит, циркон, рундлий.

Амфиболиты и роговообманковые кристаллические сланцы распространены преимущественно в сиваянской свите, в виде прослоев и линз они встречаются также в лавинской и куманской свитах. Цвет пород темно-серый до черного, структура мелко- и среднезернистая, текстура сланцеватая. Микроструктура - тривалентнообидовая, ленточнообидовая. Минералогический состав: зеленая роговая обидовка 50-80%, обидит 0-15%, эпидот 2-20%, плагиоклаз (№ 25-34) 5-15%, кварц 0-10%, трепант 0-1%; акцессорные минералы - апатит, офеит, циркон, руднит.

Судя по вещественному составу нижнепротерозойских образований, предполагается, что они образовались в результате метаморфизма термических отложений. Исключение составляет лавинская свита, кристаллические сланцы которой сформировались, вероятно, за счет основных вулканических пород. Амфиболиты, занимающие значительное место среди трещин сиваянской и меньше куманской свит, представляют, возможно, согласные интрузивные тела основных пород.

Параллельные ассоциации олигоклаз-анцизита, коричневого обидита, мусковита, зеленой роговой обидовки, эпидота, кварца сиваянской свиты о метаморфизме пород в условиях амфиболитовой фации. По гранат-обидитовому термометру Л.Д. Перчука температура в момент метаморфизма составляла 560°C; низкие содержания спессертина в трещинах (2,4-3,4%) служат показателем высокого давления.

Породы Майско-Угского грабена западне площади листа (бассейн р. Луца), по данным Л.П. Карсакова [27], фациально переходят в обидовый или гнейсовый серии стенового комплекса. Вопрос о возрасте стенового комплекса и его роли в геологической истории для Сибирской платформы до последнего времени остается дискуссионным. Д.С. Коркинский [8] и С.П. Кориковский [9] высказали мнение о том, что в пределах Стенового хребта развиты архайские породы, переработанные в результате воздействия раннепротерозойского маламатизма. Более широкое признание получило представление В.К. Давыдовского [5] и В.Н. Мохкина [14, 15] о самостоятельной роли стенового комплекса, соответствующего зоне нижнепротерозойского складчатого образования Алданского шита. Н.Г. Судовикова и А.Н. Невадов [18], основываясь на данных радиологического возраста пород комплекса (1900-2200 млн. лет), относят его к верхнему архею.

В е р х н и й п р о т е р о з о й
Немериканская свита (Fr. dm)

Свита кар্তুруется узкой (2-12 км) протяженной (около 56 км) полосой северо-восточного направления, прослеженной от западной

рамки листа (нижнее течение р. Кононный) до правобережья Двина. В тектонических блоках или эрозийных окнах среди эффузивов Дзельской свиты она выходит на поверхность в бассейнах рек Кононный, Немань, Орло и Чопно. Размеры отдельных блоков от 0,3 до 50 км². С более древними образованиями породы немериканской свиты сравнивать по системе разрывных нарушений, которые контролируются зонами милолитов и блоками мощностью до I км. В строении свиты приняты участки диабазов, диабазовые порфириты, кварцевые альбитоиды, известняки, кремнистые и кремнисто-глинистые породы. Марка среди этих пород встречаются песчаники и туфы. Игнелинские блоковые тектоника в пределах развиты верхнепротерозойских образований не по-зволила получить их непрерывный разрез.

Частные разрезы свиты изучены в долине р.у. Семени (правый приток р. Немерикан) и в междуречье Кононный-Катиняк.

В долине р.у. Семени линией канав вскрыты (в м):

Кварцевые альбитоиды кремнево-серые, внешнево-серые фидиальдые с редкими прослоями туфов	70
Известняки, в верхних горизонтах с онколитами	
<i>Owalia tenuilamellata</i> Reittl., <i>Radiovaya</i> <i>viridatis</i>	
<i>Z. Zhur.</i> , <i>Wbesculartites</i> <i>shifostis</i> <i>Z. Zhur</i> и др.	120
Диабазы	70
Известняки, содержащие онколиты	50
Диабазы, диабазовые порфириты с редкими прослоями туфов	300
	Всего - 610 м

Более полный разрез свиты составлен по коренным обнажениям в междуречье Катиняк-Кононный. Здесь наблюдаются (в м):

Известняки мраморизованные	250
Диабазы	200
Известняки	100
Диабазы	175
Известняки с едкими прослоями полимикро-ных песчаников	325
Диабазы	175
Известняки с маломощными прослоями диабазов и кремнистых пород	100
	Всего 1325 м.

По характеру переслаивания пород этот разрез не сопоставляется с разрезом р.у. Семени. Очевидно, это обусловлено изменчивостью фациального состава свиты и ее мощностью по направлению на лго-38-град. Предполагается, что разрез р.у. Семени является нижней частью приваленного выше разреза, поскольку в основании первого залегает

кварцевые альбитоиды, которыми, по мнению автора записки, начинается разрез снгит. Для немериканской снгити характерна фидальная изменчивость. Наряду с участками, где переслаиваются эффузивные и карбонатные породы, встречаются блоки, сложенные только карбонатными (левоберезке р. Мурин-Ойкон) или эффузивными (верховья р. Орото, бассейна р. Чопко) породами. Общая мощность немериканской снгити в районе оценивается в 1700 м.

Фидальность и полосочатость кварцевых альбитоидов, слабая директивная структура диабазов согласны со слоистостью в известняках, дислоцированы они в едином плане. Этот факт, а также наличие в диабазовых минеральных текстур позволили предположить их покровный характер. Не исключено также, что часть диабазов и кварцевых альбитоидов представляют собой силлы.

Диабазы зеленые, темно-зеленые до черных-породы массивной, минералогической или трахитоидной текстуры. Структура диабазов офикальная, пойкилофитовая, реже трахипойкилофитовая. Составляет они из плагиоклаза (№ 40-55) -35-60%, клинопироксена и заменивших его хлорита, зеленоватого-бурого или дещетной роговой обманки, актинолита, карбоната, эпидота, суммарное количество которых составляет 40-60%, магнетита 2-10%. Акцессорный минерал - апатит. Диабазовые порфириты отличаются от диабазов наличием фенокристаллов плагиоклаза (№ 56-65) от 4 до 25% размером 1-4 мм.

По химическому составу (табл. I) диабазы наиболее близки к олинновым диабазам, по Дэли (обр. К-507) или кварцевым диабазам (обр. К-484^б) и отличаются от них резко повышенным содержанием окисного железа. Диабазовый порфирит (обр. 1633) близок к типерогенным андезитам, по Дэли, и отличается от типичных диабазов повышенным содержанием щелочей и пониженным - закисного железа.

Кварцевые альбитоиды - светло-серые, кремново-серые, вишнево-серые массивные, фидальные, нередко полосочатые или сферолитовые породы иногда порфиритовой структуры. Они состоят из криптокристаллического агрегата альбита и кварца (размер зерен 0,01-0,02 мм) с резким преобладанием альбита (до 90%). На фоне этого агрегата отменяется ориентированные микролиты альбита (реликтовая пилотакситовая структура). В сферолитовых разновидностях сферолиты сложены более мелкозернистым агрегатом того же состава, что и основная масса.

Транши сферолитов подчеркиваются каменной полупрозрачного палитоморфного вещества. Порфировые разновидности содержат от 5 до 10% фенокристаллов альбита или альбит-олигоклаза (№ 8-10) размером 0,1-1,5 мм. В основной массе кварцевых альбитоидов постоянно присутствуют мелкие чешуйки гипросолити или слабо окрашенного хлорита. Кварцевые альбитоиды по химическому составу наиболее близки к кварцевым кедритоидрам, по Дэли (обр. 3509, 3911^а).

Гуды представляют собой кремново-серые, вишнево-серые породы сфидито-псаммитовой структуры, по составу обломков - литокластическая или кристаллолитокластическая. Порфирокласты (60-80% объема породы) представлены направильными, угловатыми обломками кварцевых альбитоидов, плагиоклаза, реже кварца. Связующая масса состоит из серпигитизированного, карбонатизированного кварц-альбитового материала.

Известняки - серые, темно-серые массивные, иногда полосочатые породы, разламываемые на обломочные и органогенные разновидности. Первые из них характеризуются плотной сортировкой обломков (размер 0,07-0,3 мм), цементированных более мелкозернистым материалом (0,01-0,5 мм). В большинстве случаев они перекристаллизованы, имеют гранобластовую структуру, иногда содержат до 5-7% обломочного кварца. В зонах контактового воздействия мезозойских интрузий встречаются мраморизованные известняки с тремолитом (до 5%). Органогенные (онколитовые) известняки сложены на 70-80% остатками онколитов размером 0,5-1,2 мм, промежуток между которыми заполнен тонкозернистым (менее 0,01 мм) карбонатным материалом.

Кремнистые и кремнисто-глинистые породы имеют серый или темно-серый цвет и полосочатую текстуру. Под микроскопом устанавливается, что они образуют криптокристаллической, брахитической структуры. Кремнистые породы наделены составом из криптокристаллического кремнистого агрегата, содержащего мельчайшие пылевидные включения рудного минерала. Кремнисто-глинистые разновидности, кроме того, содержат примесь пелитоморфного материала.

Песчаники - серые, желтовато-серые средне- или неравномернозернистые породы массивной, реже мелкополосчатой текстуры. Средних выделяются аркозовые и полилитовые разновидности. Аркозовые песчаники состоят из угловатых зерен кварца (до 50%), микроклина (15-30%), плагиоклаза (20%), единичных зерен апатита и циркона. Цемент базальтного типа представлен буроватым кремнисто-глинистым или карбонатным материалом. Полилитовые песчаники состоят из кварца (25-50%), плагиоклаза (15-25%), обломков кремнисто-глинистых пород (5-15%), чешуек биогита, мусковита (до 8%), хлорита (до 10%), зерен лейкоксена (до 10%), сфена (до 5%), апатита, циркона, монашита, рудного минерала. Цемент (5-20%) по типу базальтный, по составу глинистый, глинисто-железистый, реже кремнисто-глинистый.

Органические остатки в известняках немериканской снгити определены А.Г. Лопеловым (Западно-Сибирское ГУ). Всего им установлено 13 различных форм онколитов и катаптрайи. Божественство из этих форм (семь), по мнению А.Г. Лопелова, характерны для верхнего рифей: *Raflesia arhaelensis* Z. Zhur., *Oaeigia radialis* Z. Zhur., *Mureculatitensidiformis* Z. Zhur. и др. Четкие формы встречаются в более молод-

Т а б л и ц а I

Химический состав интрузивных и вулканогенных пород района, ^{х)} вес. %

№ проб	Породы	Место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	Сумма
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
5160	Анортозит	р.Немерикан	57,04	0,28	25,68	1,33	0,49	0,01	0,42	8,06	5,78	1,14	0,10	0,00	0,00	0,18	100,51
5162	То же	То же	53,45	0,28	25,43	2,00	1,09	0,12	1,57	10,80	4,58	0,70	0,05	0,00	0,00	0,43	100,50
4031 ^a	Бiotитовый гранит	" "	72,94	0,41	13,77	1,04	1,02	0,03	0,38	1,14	3,21	5,72	0,09	0,00	0,31	0,44	100,50
149	Двуслюдной гранит	р.Дялинку	69,73	0,16	16,73	0,44	0,66	0,03	0,88	2,09	6,36	1,68	0,06	0,00	0,27	0,28	99,37
151	Бiotитовый гранит	То же	74,15	0,12	14,41	0,39	0,66	0,03	0,48	1,75	5,27	2,22	0,06	0,00	0,03	0,11	99,68
152	Бiotитовый плагио-гранит	" "	64,77	0,52	17,89	1,11	1,78	0,06	1,13	4,39	6,02	1,52	0,16	0,01	0,03	0,20	99,53
152 ^a	То же	" "	72,88	0,19	14,48	0,53	0,89	0,02	0,68	1,57	4,51	3,36	0,06	0,01	0,05	0,16	99,39
K-507	Диабаз	р.Немерикан	44,00	4,05	14,03	13,16	3,23	0,10	6,89	6,65	2,01	1,08	2,21	0,00	2,28	1,82	99,51
K-487	Фельзит	То же	75,40	0,09	15,24	0,86	0,24	0,01	0,32	0,26	4,77	2,84	0,03	0,00	0,00	0,47	100,53
3509	Кварцевый альбитофир	р.Чопко	77,54	0,29	11,46	0,12	1,13	0,03	0,37	0,71	1,89	5,70	0,04	0,02	0,21	0,47	99,98
394 ^a	То же	То же	75,78	0,24	13,36	0,14	1,68	0,03	0,35	0,57	3,30	3,45	0,04	0,00	0,22	0,85	100,00
K-384	Диабаз	р.Немерикан	52,19	2,54	11,79	13,99	1,31	0,11	3,87	6,42	4,96	0,40	0,22	0,00	2,04	0,66	100,58
1633	Диабазовый порфирит	р.Эльга	53,33	0,97	20,92	2,87	4,63	0,15	2,38	9,88	3,13	0,31	0,20	0,45	0,07	0,05	99,34

х) Химические анализы выполнены в химической лаборатории ДВГУ; зав.лабораторией - МАТЫШИН С.Я.

Продолжен. табл. I

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
5248	Бiotитовый гранит	р.Мурин-Онкон	66,53	1,01	14,89	2,22	3,18	0,07	1,09	2,57	3,63	4,36	0,32	0,00	0,03	0,68	100,58
4440	Дациит	р.Верх. Каяма	50,52	2,04	16,89	4,41	6,35	0,12	5,17	10,13	3,61	0,46	0,30	0,00	0,00	0,52	100,52
K-562	Андезитовый порфирит	р.Немерикан	48,90	1,73	16,20	4,59	6,43	0,13	7,47	11,04	2,24	0,78	0,21	0,00	0,01	0,35	100,08
1090	То же	р.Эльга	56,32	1,06	19,03	3,86	3,88	0,18	2,04	7,64	3,67	0,33	0,20	0,01	0,09	1,23	99,54
1203	" "	р.Тала-Бура	56,82	0,92	17,86	4,91	2,26	0,13	2,92	5,93	4,41	2,09	0,36	0,00	0,03	0,74	99,38
4415	Габбро-диабаз	р.Ниж. Каяма	49,80	1,72	19,29	3,79	4,52	0,11	4,81	9,06	4,00	0,82	0,23	0,00	0,00	2,35	100,50
4987	Диоритовый порфирит	То же	54,60	2,50	15,78	4,11	6,74	0,15	3,04	5,43	3,82	2,24	0,61	0,00	0,00	1,47	100,49
1113	То же	р.Мая	57,23	0,91	17,87	1,28	5,41	0,14	2,89	6,01	3,81	0,95	0,18	0,00	0,53	2,32	99,53
1119	Габбро-диабаз	То же	50,32	1,06	18,26	1,16	7,64	0,19	5,12	8,70	3,42	0,57	0,18	0,00	0,29	2,48	99,73
672	Гранодиорит	р.Намульга	68,24	0,36	15,14	1,59	1,59	0,06	1,84	3,31	3,69	3,23	0,09	0,00	0,03	0,48	99,65
1602	Кварцевый диорит	р.Мая	65,79	1,18	13,94	2,34	3,59	0,12	1,19	2,44	3,01	4,46	0,36	0,00	0,03	0,11	99,68
521	Бiotитовый гранит	То же	70,75	0,40	14,19	1,20	1,78	0,07	1,17	2,54	3,84	3,05	0,09	0,01	0,14	0,39	99,62

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

№ проб	a	c	с	b	S	a'	c'	f'	m'	n	t	φ	a:c	Q
5160	15,6	10,7	0,0	2,9	70,7	14,4	0,0	59,4	26,2	88,5	0,4	4,9	1,0	0,4
5162	12,2	12,6	0,0	2,9	67,2	10,8	0,0	59,0	37,0	90,9	0,9	2,8	1,0	0,7
4031 ^a	14,9	14,6	0,0	2,9	81,8	10,8	0,0	59,0	22,2	46,6	0,0	3,3	1,0	0,7
149	15,1	14,4	0,0	2,9	78,8	10,8	0,0	59,0	0,0	85,5	0,0	3,3	1,0	0,7
152	14,4	15,2	0,0	2,9	81,8	10,8	0,0	59,0	0,0	85,5	0,0	3,3	1,0	0,7
152 ^a	14,4	14,4	0,0	2,9	74,4	21,0	0,0	48,0	36,6	67,7	0,0	4,4	1,0	0,7
К-507 ^а	13,6	13,6	0,0	2,9	57,7	10,0	0,0	59,0	0,0	73,7	0,0	4,4	1,0	0,7
К-488 ^а	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
3509	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
394 ^а	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
К-484 ^а	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
1633	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
2848	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
4440	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
К-563 ^а	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
1090	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
1203	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
4415	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
4987	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
1113	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
1119	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
672	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
1602	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7
521	13,6	13,6	0,0	2,9	84,4	10,0	0,0	59,0	20,0	33,3	0,0	4,4	1,0	0,7

х) Химические анализы выполнены в химической лаборатории ДВТУ; зав. лабораторией - Матвеев С.Я.

для образования (диомско-вендский комплекс): *Oswegia bohrhildio-*
formis Klapa., *Volatella konalis* Mat. и др. Две формы, встречаю-
щиеся в среднем рифе (*Oswegia cf. subosa* Rettl., *Oswegia tenuilame-*
lata Rettl.), являются, видимо, реликтовыми. Поскольку большинство
во форм онколитов и кататрафий характерны для верхнего рифа и,
частично, диомско-вендского комплекса, можно предположить, что воз-
раст слоев, содержащих эти формы верхнепротерозойский. Абсолютный
возраст диавозов, определенный калибронным методом по валовой
пробе, составляет 143 млн. лет, кварцевых альбитоидов - 225±13 и
116±2,5 млн. лет (табл. 2). Эти цифры, видимо, отражают мезозойский
этап тектоно-магматической активизации района.

Верхний отдел дрской и
нижний отдел медовой систем

Мезозойские вулканогенно-осадочные образования занимают около
35% территории, слаяв его юго-восточную часть. Как и на определе-
ных территориях [31, 34, 36], они отнесены к джелонской свите, ко-
торая подразделена на две подсвиты: нижняя - туфово-осадочную
и верхняя - сульфатно-лавулу.

Джелонская свита

Нижняя подсвита ($J_3-K_1d_1$) распространена в
междуречье Мая-Лана и на левобережье Лана (около 830 км²). Почти
повсюду контактирует ее с подстилающими породами тектонической,
вероятно руд. Семена и в бассейне Чопоно подсытита с равным заде-
гает на верхнепротерозойских образованиях. В гальке конгломератов
и в осадочной части туфов подсытита наблюдаются кремнистые породы
и мндалекеменные диавозы, характерные для немериканской свиты.
Сложена подсытита туфами андезитовых порфиритов, лапильных порфиритов,
в меньшей мере ксеноитовыми, иттиобридами, туфоконгломератами, туфо-
песчанниками, гравелитами, конгломератами, песчанниками, альвюлита-
ми, углестыми адилитами, андезитовыми порфиритами, лапильными
порфиритами. Для подсытита характерна фашиальная изменчивость, выражаю-
щаяся в неравномерном распределении в ее составе терригенных и широко-
класических пород. Последние резко преобладают по площади распро-
странения; терригенные породы развиты в междуречье Эльва-Макит -
Крестан, Верх. Кама - Тутканди и в низовьях Немерикана. Иттиобриды
встречены в бассейне р. Верх. Ликтаанда, где они переслаиваются с ту-
фами среднего и умеренно кислого состава.

Изучено три разреза подсытита: в долине Немерикана, на левобе-
режье Мая, у дикой рамки листа и в нижнем течении р. Ликтаанда.

Наиболее полный разрез поймавты составлен по береговым обнажениям р. Немерикан и линии горных выработок между ущельями рек Эльта-Манит и Крестан. Здесь наблюдается (в м):

Андезитовые порфириты, переслаивающиеся с полимиктовыми песчаниками. Мощность прослоев 5-10 м	100
Андезитовые порфириты, лапилитовые порфириты Песчанники полимиктовы с прослоями (0,3-0,5 м) туфопесчанников и конгломератов	65
Песчанники мелкозернистые с прослоями (0,5-5 м) туфопесчанников и туфоконгломератов Андезитовые порфириты, лапилитовые порфириты Песчанники полимиктовы с прослоями (3-5 м) гравелистов	50
Андезитовые порфириты, лапилитовые порфириты, лапилитовые порфириты	55
Андезитовые порфириты	250
Андезитовые порфириты с прослоями (0,5-0,7 м) ксенотуфов и туфопесчанников	80
Андезитовые порфириты	145
Андезитовые порфириты с прослоями (до 50 м) ксенотуфов	20
Андезитовые порфириты с прослоями (до 50 м) ксенотуфов	90
Андезитовые порфириты с прослоями (0,5-3 м) их туфов, туфопесчанников, песчанников, сохранивших остатки <i>Raphanella cf. diamensis</i> Sew, <i>Nesolamites hoegelsi</i> (Schimp.) Halle, <i>Succinea</i> - <i>ridium</i> sp. и др.	200
Всего	240

В строении приведенного разреза приклизительно в равном соотношении участвуют терригенные и лавовые образования при резко подчиненном значении пирокластических пород. Не исключено, что часть андезитовых порфиритов складает складчатые залежи, однако надежных критериев для отличия их от покровных разностей не получено.

В разрезе, составленном на левобережье р. Манит, доминирующая роль принадлежит пирокластическим образованиям среднего и умеренного кислото состава, среди которых в резко подчиненных количествах отмечаются алевролиты и аргиллиты с многочисленными ответвлениями стеблей растений, не поддавшихся определению. Мощность подсытки здесь 292 м.

В разрезе, изученном в нижнем течении р. Верж. Диттавида и измеренном мощностью 775 м, отмечены сваренные туфы и иллитобитты, накопившиеся в переслаивании с туфами и алевролитами.

Мощность нижнекембрийской подсытки в различных частях района колеблется от 300 до 1360 м.

В е р х н я я п о д с в я т а ($J_3-K_1d_2$) образует густые песчаные покровы площадью от 1 до 120 км², наиболее крупные из которых установлены на правобережье Манит, в межгорье Ман-Немерикан, в верховьях Гутканди. Менее крупные густые закартированы в бассейне Тада-Бура и на правобережье Бираниа. Связанные два покрововых слоя туфово-осадочные образования нижнекембрийской подсытки, реже архаичные суперкружалые образования (правобережье Бираниа, бассейн Тада-Бура), порождают верхнего прогорового (левобережье р. Конониа, правобережье р. Катинья) и позднекембрийского (?) транзитивного (межгорье Немерикан - Мурла-Онкен).

Траншиа между ниже- и верхнекембрийской подсытками производится по долине первой мощной пачки андезитовых порфиритов или лапилитовых порфиров, содержащих резко подчиненные прослои пирокластических образований. Верхнекембрийская подсытка сложена андезитовыми и порфиритами, лапилитовыми порфиритами, реже их кластолитами и туфами. Сохранение в ней пирокластических пород в различных частях района свидетельствует о в целом от низов к верхам разрыва утончается. Андезитовые лапилиты преобладают над лапилитами. Разрез подсытки изучался на трех участках. В долине Немерикана канавы вскрыты андезитовые порфириты мощностью 700 м, содержащие редкие прослои туфов.

Два других разреза изучены по почти непрерывным коренным выколам пород подсытки в западном отроге хр. Салдиджак по двум бортам каньона. Разрез хорошо сопоставляется, несмотря на изменчивость мощностей отдельных потоков (участки разреза удалены друг от друга на 0,5-1 км. Обобщенный разрез представляется следующим (в м):

Андезитовые порфириты темно-серые	270
Кластолиты андезитовых порфиритов темно-серые	150
Андезитовые порфириты темно-серые	40
Кластолиты андезитовых порфиритов вишнево-серые	10
Туфы лапилитовых порфиритов спякшаные	10
Кластолиты андезитовых порфиритов вишнево-серые	30

Всего 510 м. Мощность верхнекембрийской подсытки в пределах подсытки листа не менее 1000 м.

Андезитовые порфириты - темно-серые с зеленоватым или вишневым оттенком массивные или фидициальные породы порфиритовой, реже адирировой структуры. Микроструктура основной массы пилотаксидовая, тиллолитовая, микролитовая, реже гивалиновая. Фенокристаллы представляют

Легли платиноклизом (# 30-70) от 3 до 60%, пироксеном (вытл или тиглерен) от 1 до 15%, роговой обманкой 1-5%. Основная масса состоит из микролитов платиноклаза (# 25-45) - 50-70%, зерен пироксена 5-20% и вулканического стекла 10-50%; акцессорные минералы - магнетит, апатит. По химическому составу породы близки к группе антекитов-базальтов, по Лазл (обр. 1090, 1203, К-562, 4440).

Дациловые порфириты - серые или светло-серые с зеленым, вишневыми, сиреневым оттенком породы порфиритовой, реже айрровой структуры. Лакстура их массивная или фидиальная. Фенокристаллы представлены платиноклизом (# 24-37) - 5-30%, кварцем 1-5%, пироксеном 1-3%. Основная масса вытровофириной, титаноцилитовой, титиновой, фельзитовой структуры состоит из платиноклаза (до 30%), кварца (до 30%), калишпата (до 10%), пироксена (до 5%), рудного минерала (до 3%). Породы, как правило, пропилитизированы.

Туфы андезитовых порфиритов представляют собой серые желтоватых или зеленоватых оттенков породы массивной или брекчиевой текстуры. Под микроскопом они характеризуются кристаллолитологическо-тепловой, кристаллоэластической, кристаллолитологической гейфити-псаммитовой, псаммитовой структурами с пеллоидной структурой связующей массы. Обломки представлены андезитовыми порфиритами (10-40%), дациловыми порфиритами (3-10%), вулканическим стеклом (15-20%), туфами (5-25%), платиноклизом (5-10%), кварцем (1-5%), пироксеном и амфиболом (до 2%). Цемент (5-40% объема пород) пеллоид с примесью алевритового материала, реже глинисто-хлоритовый. Породы хлоритизированы, эпидотизированы, серпентинизированы.

Туфы дацитовых порфиров - светло-серые массивные, реже полосучатые породы кристаллоэластической, кристаллолитологической, вулканического стекла (5-50%), дацитовых порфиров (3-15%), калишпата (1-2%), платиноклаза (1-30%), кварца (1-2%). Цемент (10-30%) глинисто-алеуритовый, иногда преобразован в криллокристаллический кварц-полвошпатовый агрегат. Породы обычно слабо пропилитизированы. Литмафриты и сваренные туфы характеризуются псевдофидиальной или массивной текстурой. Обломки в них представлены андезитовыми порфиритами (30-60%), дациловыми порфиритами (0-10%), фельзитами (единичные обломки), кварцем (20-40%), платиноклизом (20-40%), фьямме (3-15%). Цемент перекристаллизован в кварц-полвошпат-хлоритовый, железисто-хлоритовый агрегат, с сохранением реликтовой пеллоидной структуры.

Туфопесчанники - мелко- и крупнозернистые темно-серые, буровато-серые породы. Территориальный материал (20-60%) слабоугловатой - округлой формы представляет кварцем (10-30%), платиноклизом (5-40%)

кременнистые и кремнисто-глинистыми породами (5-15%), кварц-серпентинными сланцами (единичные обломки), магнетитом (до 10%), единичными зернами граната, пироксена, сфена, лейкоксена, апатита, циркония, чешуйками хлоритизированного биотита. Пирокластический материал (25-40%) представлен остроугольными обломками андезитовых порфиритов (до 15%), дациловых порфиров (до 10%) и кристаллами платиноклаза. Цемент (5-20%) по типу супраконовенный, базальтный, поровый, клада. Цемент глинисто-алеуритовый, глинисто-железистый, глинисто-хлоритовый.

Контломералы содержат до 50-70% хорошо окатанной гальки размером 1,5-4 см по длине оси. Состав гальки характеризуется непостоянством. Встречаются различные, содержащие гальку только эу-каногенных пород, чаще же в составе гальки преобладают породы фундаментала (архейские граниты, верхнепротерозойские плаваши, кварцевые альбитоиды, позднепалеозойские (?) граниты и др.). Цемент конгломератов по типу супраконовенный, участками коррозийный, состоит из слабо окатанных алевро-псаммитовых обломков пород и минералов, связанных глиносидитово-хлоритовым или кремнисто-жаробитным матриалом.

Песчанники - серые, светло-серые, желтовато-серые массивные или слоистые породы, средне- или мелкозернистые. Состав они из окатанных в разной степени обломков фельзита (8-35%), дациловых порфиров (3-15%), андезитовых порфиритов (до 25%), диабазов (до 10%), кремнистых и кремнисто-глинистых пород (5-20%), кварца (5-45%), платиноклаза (5-35%), микроглина (до 5%), амфибола (до 3%), единичных зерен пироксена, апатита, турмалина, оргита. Цемент (8-40% объема пород) по типу супраконовенный, базальтный, поровый, часто коррозийный, по составу кремнистый, глинисто-кремнистый, глинисто-хлоритовый.

В зонах контактового розжелезнения гранитоидов Удского и Джуринского комплексов лавы перекристаллизованы и оплотнены, нередко превращены в пироксен-платиноклизоме, биотит-платиноклизоме, также частично или полностью перекристаллизованы в гранобластовый агрегат кварца, полевого шпата и биотита. По незначительной массе песчанники, туфопесчанников и алеуритов разлагается мелкозернистый агрегат биотита и хлорита.

Разраст железной ситы определен по находкам Д.И. Крысина на побережье Удской губы [7] и Ю.И. Чербыной в районе пос. Удское (36) ископаемой флоры, характерной для Золотой горы и нижнего мела (неокома). В бассейне р. Уда железная ситы перекристаллизована в неомкомской флоры некома [33]. Подгорные обрвы флоры на побережье

Таблица 2

Абсолютный возраст пород (определения Т.К.Ковальчук, ДВТИУ, К-Аг метод)

Номер пробы на карте	Породы, вид пробы	Место взятия пробы	Абсолютный возраст породы, млн. лет	Количество К, %	Количество Аг в 10^{-9} , г/г	Отношение Аг ⁴⁰ к К ⁴⁰
1	2	3	4	5	6	7
149	Гранит мусковитовый, валовая проба	Левобережье р. Дялинку	142	1,09	11,25	0,00815
152	Гранит биотитовый, валовая проба	То же	123,5	1,55	13,2	0,007
151	Гранит двускладной, валовая проба	" "	140	1,69	16,6	0,00807
152 ^a	То же	" "	118	2,88	24,7	0,00673
4087	Кварцевый альбитофир, валовая проба	Правобережье р. Немерикан	238} 212} 225±13	1,60	27,5 24,0	0,0141 0,0123
4094	Диабаз, валовая проба	То же	143	0,51	5,1	0,0083
3498	Кварцевый альбитофир, валовая проба	р. Чопко	114} 119} 116±2,5	2,65	21,0 21,0	0,0065 0,000656
1662	Гранит, валовая проба	Верховья р. Катъннак	165	3,01	25,3	0,0095
4673	Гранит метасоматический, валовая проба	Правобережье р. Муриг-Онгон	148	3,56	37,8	0,0087
4431	Лацитовый порфир, валовая проба	Правобережье р. Верх. Каяма	148	0,95	10,1	0,0087

Продолжен. табл. 2

1	2	3	4	5	6	7
5320	Андезитовый порфирит, валовая проба	Верховья р. Туткандя	112	0,76	5,84	0,0063
404	Диорит, валовая проба	Верховья р. Эльга	240} 268} 254±14	0,85	14,5 16,3	0,0014 0,00158
450 ^a	То же	Левобережье р. Катъннаккан	246} 258} 249,5±3,5	0,64	11,3 11,6	0,0145 0,0149
К-538 ^b	Кварцевый диорит, валовая проба	Правобережье р. Немерикан	155	0,70	7,65	0,009
5086	Габбро-диабаз, валовая проба	Левобережье р. Немерикан	162} 176} 169±7	0,65	7,3 8,6	0,00925 0,0103
4435	Диорит, валовая проба	Правобережье р. Верх. Каяма	159	0,65	9,1	0,0092
1763	Кварцевый диорит, валовая проба	Правобережье р. Мая	152} 159} 162} 157±5	1,40	14,7 15,5 15,9	0,00865 0,00914 0,00935
521	Гранит-биотит-роговообманковый, валовая проба	Левобережье р. Мая	107	2,56	18,8	0,00608
805 ^a	Гранит-порфир, валовая проба	Левобережье р. Тала-Бура	105} 109} 107,5±2,5	2,98	21,8 22,7	0,006 0,00622
3288	Диорит биотит-роговообманковый, валовая проба	р. Иктанда	105} 110} 107,5±2,5	2,55	18,8 19,45	0,006 0,00624

Удской тучи позволили Е.Д. Лебедеву сделать вывод о позднеюрском возрасте джедонской свиты [1].

Присутствие среди остатков флоры, собранных в песчаных джедонской свиты бассейна р. Немерикан, руковолящих форм *Paracerasia* cf. *diapensia* Sew. и *Neosalpinx* sp. свидетельствует, по мнению М.М. Кошман, о среднелозднеюрском возрасте этих отложений. Флора, собранная повсюду в той же точке, была определена И.Н. Орбродольской. По ее мнению, остатки *Neosalpinx* *hoeghiana* (Schimp) Halle и рода *Cusacostridium* sp. позволяют определить возраст содержащих их пород как позднетриасовый-раннеюрский. Радиологический возраст андезитового порфирита (обр. 5320) оказался равным 112 млн. лет, дацитового порфирита (обр. 4431) - 148 млн. лет (табл. 2). Поскольку вопрос о возрасте джедонской свиты остается дискусионным, она нами, как и большинство исследователей, отнесена к верхней мезокаемской мелу^х.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Нижнечетвертичные (?) аллювиальные отложения (Q_1^1) слагают высокие (30-50 м) террасы рек Немерикан, Тутканья, Тутканчан. Высота уступа террасы 3,5-4 м, иногда (высота р. Тутканья) достигает 20-25 м. Отложения террасы в долине Немерикана представлены полимиктовыми песками с редкой галькой. Нижнечетвертичный возраст террас принят условно на основании сопоставления с подобными образованиями смежной с ними террасой [36].

Среднечетвертичные аллювиальные отложения (Q_1^2) слагают II напойменную террасу высотой 15-30 м. Ширина террасы составляет первые десятки и сотни метров, протяженность до 1-5 км. Нижняя часть разреза II террасы Немерикана изучена в шурфах вблизи устья р. Верх. Калма. Здесь вскрыты полимиктовые пески с редкой (до 5%) галькой и травяем (2,4 м), полимиктовые пески с травяем и галькой до 15-20% (0,6 м), травяно-галечно-песчаные отложения с редкими валунами (0,8 м), песчано-галечно-валунные отложения, содержащие 50-50% гальки и валунов (1 м). Аналогичный состав аллювия II напойменной террасы установлен в долине р. Джана.

х) Не исключена возможность, что вулканиты джедонской свиты в различных частях удской вулканической зоны имеют различный возраст - более древний в западной ее части и более молодой в восточной. Вследствие миграции вулканизма во времени в сторону Охотского моря (П р и м. р. е. д.).

Среднечетвертичный возраст 15-30-метровых террас определен по содержанию в их отложениях спорово-пыльцевому комплексу, отвечающему растительности хвойно-березового леса с участием ольхи и ольшаницы от верхнечетвертичного комплекса.

Верхнечетвертичные отложения Нижняя часть (Q_1^3) представлена аллювиальными отложениями I напойменной террасы высотой 4-15 м рек Мая, Джана, Немерикан и 2-4 м по их притокам. Разрез террасы р. Мая, составленный по шурфам вблизи устья р. Эльги, представлен суплинком (0,1 м), галечником с редкими (5-10%) валунами, крупнозернистым песком и травяем (2,7 м), валунами с примесью гальки и травя (1,5 м), валуно-галечниковым горизонтом (1,1 м), валунами с травяем и галькой (2,2 м). В отложениях I напойменной террасы рек Бирацян, Дилингу, Джана установлен спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий растительность умеренно-теплого климата. Наличие пыльца *Sagittaria*, *Ulmus*, *Betula*, *Schid-
talia* позволяет отнести эти образования к периоду потепления позднего плейстоцена.

Верхняя часть (Q_1^4) имеет ледниковое происхождение. Эти отложения слагают морена, выполняющие дна цирков и тротуарных долин, расположенные на абсолютных отметках от 500 до 1200 м. Протяженность морен достигает 3,5 км. Сложены они крупными (до 3-4 м) полуокатанными глыбами и валунами с небольшой (10-15%) примесью песка, крупнозернистого песка и супеси. Водно-ледниковые отложения в виде увалов и террас высотой до 5-15 м встречаются у подножий западных склонов хр. Салыжак. Они представлены плохо сортированными галечно-валунным материалом (60-70%) с травяно-песчаным и песчаным заполнителем. Преобладают валуны размером 20-70 см. Установлено, что водно-ледниковые образования налегают на аллювиальные отложения I напойменной террасы р. Джана и перекрываются современными аллювиями. Это позволяет считать возраст ледниковых и водно-ледниковых образований поздневерхнечетвертичным.

Современные аллювиальные отложения Нижняя часть (Q_1^5) слагают высокую пойму, ширина которой колеблется от первых десятков метров до 1-2 км. Высота поймы в долинах рек Мая, Джана, Немерикан 2-4 м, по их притокам 0,5-2 м. Верхняя часть поймы сложена песком с редкой галькой и травяем (0,5 м), нижняя - валуно-галечниковыми отложениями (3,3 м). Верхняя часть (Q_1^6) представлена аллювием русел и низких пойм. Ширина их в долинах рек Мая и Джана достигает 200-1500 м. Характер отложений предопределен развитием тупоосети: в верховьях они представлены плохо окатанными валунами и галькой с небольшой примесью грубозернистого песка, ниже по течению степень

окатанности материала и доли песчаной фракции возрастает. Мощность современных отложений в долине р. Джана равна 30-32 м, по рекам Артык и Иканди около 6 м [26].

Продвиженные отложения слагают конусы выноса высотой 5-10 м в прибрежных частях мелких водотоков. Водораздела и их склоны покрываю эвклиновым и дельтавальным чехлом, мощность которого 0,5-3 м. У подножья склонов мощность коллювия достигает 6 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузии, занимающие около 35% территории, по возрасту расчленены на архейские, раннепротерозойские, позднепротерозойские, позднепалеозойские (?), позднепротерозойско-раннемеловые, раннемеловые, позднемеловые и меловые.

АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

По последовательности формирования среди архейских интрузий выделяются: 1) таборо, таборо-анортозиты, анортозиты, 2) олиголиты граниты, 3) лейкограновые граниты.

Таборо, таборо-анортозиты (вар), анортозиты (вар), олиголиты (0,5-12 км²) тел, согласные с пространством структур архейских стратифицированных образований. Внешними породами для них служат гнейсы и кристаллические сланцы курейской свиты. Характер контактов таборитов с вмещающими породами изучался с помощью торных выработок в прибрежной части р. Артык и на правом берегу р. Джана, ниже устья р. Артык. В том и другом случаях таборо в приконтактовой части приобретает подосаду текстуру, причем подосадность согласна с плоскостью контакта и кристаллизационной сланцеватостью вмещающих гнейсов. Часто на контакте те и другие породы расчленены, иногда зона расчленения достигает ширины 0,8-1 км. Внутреннее строение интрузивов довольно сложное. В центральных частях наиболее крупных из них наблюдаются анортозиты, которые к периферии постепенно, через таборо-анортозиты, переходят в таборо. В некоторых массивах крупнозернистые таборо и таборо-анортозиты сменяются в антоконтактах средне- и мелкозернистыми подосады таборо. Как и вмещающие породы, табориты комплекса магматизированы архейскими лейкограновыми гранитами. В бассейне р. Зарх. Кажда анортозиты выведены на поверхность в тектоническом блоке (30 км²) из-под вулканитов Джелонской свиты. Здесь анортозиты пробраны флюидовыми траппитами. Контакт нечеткий, расплывчатый, переход между породами постепенный [25].

Анортозиты - светло-серые, флюидово-серые от мелко- до крупнозернистые, иногда порфиробластические породы массивной, реже незначительной текстур. Структура их панадиоморфнозернистая, участки бласконактактыческая и коррозийная. Составляют они на 95-100% из плагиоклаза (№ 35-45), часто замещенного сосидитом, серпиком и карбонатом, пироксена ряда диопсид-тенибергита (№-№ 0,024, 2v = 70°) -3-4%, реже гиперстена. Акцессорные минералы - апатит, магнетит. По химическому составу анортозиты имеют массива аналогичны анортозитам главных массивов зоны Становика-Джунжуга [13]. От типичного анортозита, по Дэйли, они отличаются повышенным содержанием щелочных аллюмогликлов (табл. 1).

Таборо и таборо-анортозиты внешне представляют собой темно-серые, зеленовато-серые, темно-зеленые средне-, крупно- или гигантозернистые, часто порфиробластические породы сланцеватой, подосады, реже массивной текстур. Для таборо-анортозитов характерна пятнистая текстура, обусловленная неравномерным распределением темнопятных минералов. Структура пород таборитов, аютаборитов с элементами коррозийной, катластической и бласконактактыческой. Таборо сложны плагиоклазом (№ 38-54) -35-50%, вторичным амфиболом, вмещающим пироксен, -35-40% и хлоритом -0-10%. Акцессорны представлены апатитом, рутилом, лейкоксеном, рутином минералом. Таборо-анортозиты в отличие от таборо содержат меньшее количество (20-35%) темнопятных минералов.

Жильный комплекс таборитов представлен перидотитами и пироксенитами (вар), слагающими согласные магматогенные тела мощностью 2-200 м среди архейских гнейсов и кристаллических сланцев. Контакты их с вмещающими породами резкие примолниные. Внешне ультрабазиты представляют собой массивные равномернозернистые породы черного с зеленым оттенком цвета. Перидотиты имеют типичноморфнозернистую структуру и следующий состав: оливин 20-25%, ромбический пироксен - бронзит (№-№ 0,010, 2v = 90°) 0-30%, авигит 40-60%, оливинит 1-5%, акцессорны - шпинель, рутиный минерал. Структура пироксенитов - панадиоморфнозернистая, типичноморфнозернистая; главные минералы - авигит 40-100%, бурый роговая обманка 0-60%. Как правило, ультрабазиты дифференцированы, превращены в анхимоминеральные амфиболовые породы. Структура таких пород фибробласговая, лепидогранобласговая. Минералогический состав: актинолит 50-60%, хлорит 10-40%, поикит 0-25%, уралит 0-60%. В качестве примеси присутствуют карбонат и рутиный минерал.

С породами комплекса связаны мелкие проявления железа, титана и никеля.

Габбро-анортозитовые образования слывут согласные и субсогласные тела среди архейских гнейсов и кристаллических сланцев и са-ми прорывались архейскими гранитоидами. По этим данным возраст по-род комплекса принимается архейским.

Граниты бикотловне (γ_{AR}) закартированы в среднем течении Немержана, где они выходят в тектонических блоках совместно с анортозитами. Размеры выходов 0,7 и 7,5 км². Вмещающие для гранитов служат архейские анортозиты, с которыми они имеют постепенные переходы через зону гранитизированных пород шириной 50-60 см. Внешне граниты - розовые, грязно-розовые массивные поро-ды с голубоватым кварцем. Структура их гитеробластовая, транобла-стовая, участками катаклизическая и блестогранитовая. Состав пород: микроклин-пертит 55-60%, кварц 35-40%, плагиоклаз ($\#$ 15-20) 1-5%, биотит 0-2%; акцессории представлены монацитом, апатитом, рутилом минералом. Химический состав гранитов приведен в табл. I (проба № 4631^в).

Вытопленные граниты прорывают и гранитизируют архейские анорто-зиты и не встречаются среди более молодых образований. По особен-ностям химизма и минералогического составу они обнаруживают сходст-во с биотитовыми гранитами центральной части Маргалайского массива, прорванными лейкократовыми гранитами возраст которых считается ар-хейским [24].

Граниты лейкократовые (γ_{AR}) образуют интрекционный материал телероположительных мигматитов и слывут много-численные пластовые тела (0,5-50 м) среди пород архей. Реже они об-разуют более крупные (до 3-4 км²) тела, вытнутые согласно с про-стиранием вмещающих пород. Такие тела закартированы на левобережье Намульга и в низовьях Дилинку. Составит они из обильных пластовых тел гранитов различной мощности, разделенных гранитизированным суб-стратом. Отдельные жилы содержат многочисленные реликты вмещающих пород и их минералов. Контакты жил как четкие, так и разблывающие, извилистые с постепенными переходами гранитов через гранитизирован-ные породы с геновыми структурами во вмещающие их гнейсы и кристал-лические сланцы.

Граниты - белые, розовато-белые средне- и крупнозернистые по-роды гранулитовой, реже массивной текстуры. Характерны выделения пластичного голубоватого кварца. Структура пород гранобластовая. Составит они из микроклина и микроклин-пертита 20-40%, плагиоклаза ($\#$ 15-35) 25-40%, кварца 25-30%, биотита до 1%. Встречаются единич-ные зерна граната. Акцессории - титаноморфит, апатит, циркон, сфен, рутил, рутильный минерал. В плагиогранитах количество плагиоклаза уве-личивается до 45-70% при почти полном отсутствии микроклина. Влодрит-ные минералы - мусковит, зеленый биотит, хлорит.

С лейкократовыми гранитами генетически связаны жилы перматит-тов мощностью до 5 м, несущих редкоземельную минерализацию.

Лейкократовые граниты выхолоты в тесной пространственной и структурной связи с архейскими метаморфическими образованиями. По форме залегания и характеру контактов с вмещающими породами они мо-гут рассматриваться как ультраметаморфические образования, сформи-ровавшиеся в главный этап архейской складчатости и метаморфизма. Вместе с вмещающими породами граниты претерпели диасторические пре-образования, связанные с раннепротерозойским этапом метаморфизма.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Среди раннепротерозойских интрузий на территории в порядке возрастания последовательности выделяются: гранодиориты биотитовые, биотит-роговообманковые; плагиограниты двускладные, мусковитовые, биотитовые.

Гранодиориты бикотловне, бикотт-ротобобманковне (δ_{PR_1}) слывут небольшой (4 км²) массивом среди раннепротерозойских плагиогранитов в верховьях Ди-линку-Мамит. Кроме того, в бассейне Дилинку зафиксировано несколь-ко мелких жил гранодиоритов, залегавших согласно или секущих под острым углом гнейсовидность вмещающих их гнейсов нижнего протеро-зоа.

Гранодиориты представляли собой среднезернистые наноотнесо-видные литические породы серого или розовато-серого цвета. Для них характерно неравномерное распределение биотита, образующего скопле-ния крупных ленишковидных чешуек, подергивавших гнейсовидность по-роды. Микроструктура гранодиоритов транобластовая, участками лепи-догранобластовая. Составит они из плагиоклаза ($\#$ 30-32) 45-48%, квар-ца 20-25%, микроклина 5-7%, биотита 12-14%, роговой обманки 0-15%, зипсиота 10-15%. Акцессорные минералы - циркон, апатит, сфен, ортит. Раннепротерозойский возраст гранодиоритов принят на основании того, что они прорывают нижнепротерозойские метаморфические образо-вания и сами двукратно плагиогранитами раннего протерозоя.

Плагиограниты двускладные, бикотт-товне, мусковитовне (γ_{PR_1})^х слывут в пределах Майко-Удского грабена ряд крупных (20-100 км) и мелких (1-4 км²) тел, занимающих около 50% его площади. Крупные массивы плагиогранитов тяготеют к периферии грабена, а более мелкие - к выходам свиванско-кой свиты. Те и другие вытнуты в субширотном направлении согласно с простиранием вмещающих пород. Отношение Дилин массивов к их окру-

^х Граниты первой фазы (γ_{PR_1}) в районе отсутствуют.

не в среднем составляет 5:1. Тейкозидность платитогранитов согласуется с элементами залегания вмещающих пород. Контакты крупных массивов с последними в большинстве своем резкие согласные. Мелкие тела имеют постепенные переходы во вмещающие породы через зоны мигматов шириной до 1,5 км. Центральные части крупных тел обычно сложены массивными, нередко порфировидными биотитовыми платитогранитами, которые к периферии сменяются тейкозидными мусковитовыми и мусковитовыми разновидностями. Как правило, массивы содержат массу ксенолитов интенсивно мигматизированных вмещающих пород.

Массив р. Вирация (60 км²) в отличие от остальных характеризуется простым внутренним строением. Он представляет собой трещинную интрузию, залегающую среди пород архая. Контакты массива почти на всем протяжении тектонические и только на правобережье Джана и Вирация слагающие его гранитоиды проявляют диворированные породы архая. Массив сложен светло-серыми среднезернистыми слаботейкозидными биотитовыми платитогранитами, отличающимися постоянством структурных и текстурных особенностей. Лишь на северо-восточном фланге массива они приобретают черты, характерные для платитогранитов Майско-Удского грабена: повышаются тейкозидные двуслойные и мусковитовые разновидности.

В тектонически ослабленных зонах (бассейн Чупко, левобережье Вирация) на раннепротерозойские платитограниты накладывается целочной метасоматоз, в результате чего они приобретают порфирообластическую структуру и состав нормальных гранитов.

Платитограниты — белые, светло-серые, светло-розовые средне- или мелкозернистые тейкозидные породы. Микроструктура их гетеро-бластовая, ленидогранобластовая, гранобластовая с элементами пойкилобластовой. Главные минералы: плагиоклаз (№ 10-30) 50-75%, кварц 20-40%, микроклин 4-10%, биотит 0-5%, мусковит 0,7%, эпидит 1-8%. Суммарное количество темнопетлих минералов редко превышает 5-7%. Акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон, магнетит, реже пирит. Платитограниты массива р. Вирация в отличие от описанных выше имеют биастогранитовую структуру.

По химическому составу платитограниты (обр. № 149, 151, 152, 152^в) наиболее близки к докембрийским гранитам, по Дэлси, отличаюсь от них резким преобладанием натрия над калием и повышенным суммарным количеством железа.

С раннепротерозойскими платитогранитами генетически связаны жилы пегматитов, обрамляющие согласные и секущие тела как в пределах самих массивов, так и в их экзоконтактовых частях. Наиболее широко пегматиты распространены среди тейкозидных массивов Джана и Вирация, где они прорублены к зонам расчленения или к сво-

длым частям складок высоких порядков. Мощность жил 0,5-2,5 м, про-теженность 15-20 м. Пегматиты — крупнозернистые массивные белые или розовые породы, содержащие пластинки мусковита, реже биотита размером 2-5 мм и крупнее (до 5 см в длину) кристаллы эпидиота. Составление [23, 24, 27] с пегматитами связан провинция мусковита.

В вопросе о генезисе платитогранитов нет единого мнения.

Л. П. Карасков [27] и А. Ф. Васюкин [28] относят их к интрузиям трещинного типа, формирующимся на поздних этапах раннепротерозойской складчатости. Б. Л. Толзевич [24] отмечает более сложной генезис раннепротерозойских гранитов и платитогранитов, которые приучи как черты мигматических пород, так и пород анатектоидного генезиса. Данные, полученные на территории листа М-53-IX, позволяют рассматривать крупные массивы раннепротерозойских платитогранитов как трещинные интрузии, внедрившиеся в тектонически ослабленные зоны, отранжировавшие Майско-Удский грабен. Согласно и субсогласные тела центральной части грабена являются, видимо, продуктом ультраметаморфических процессов.

Описываемые платитограниты находятся в тесной пространственной связи с породами нижнего протерозоя, близки к ним по минеральным ассоциациям, текстурным и структурным особенностям. Это позволяет считать, что процесс становления платитогранитов по времени близок к главному и, возможно, позднему этапам раннепротерозойской складчатости. Радиологический возраст платитогранитов (обр. № 149, 151, 152, 152^в, табл. 2), определенный по валовым пробам, колеблется в интервале 118-142 млн. лет, что, по-видимому, соответствует этапу мезозойской активизации района.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (?) ИНТРУЗИИ

Д а й к и т а б о р о - Д и а б а з о в (вгт р. ?) широко распространены в нижнем течении р. Диллику среди пород архая, главным образом, вблизи покровов верхнепротерозойских диабазов. Мощность даек 1,5-5 м, реже 15-20 м. Простирание их субмеридиональное (340-360°), реже северо-западное и субширотное (270-330°), падение крутое (60-90°) на север и северо-восток. Контакты габбро-диабазов с вмещающими породами секущие резкие, прямоугольные, реже неровные, зазубренные. В залебандках даек габбро-диабазов более тонкозернистые, пригизированы, содержат ксенолиты вмещающих пород до 0,4 м в поперечнике. Контактные изменения во вмещающих породах обычно выражены.

Габбро-диабазы — массивные плотные темно-серые до черных мелкозернистые породы. Микроструктура их офикающая и пойкилофитовая

В сочетании с габбровой, калийной. Составляет габбро-диабазы из платиоклаза (№ 45-65) 40-45%, клинопироксена 0-15%, вторичных минералов - амфибола 30-50%, биотита до 5%, серпикита до 5%, альбита до 3%, полевита до 2%; часто наблюдается магнетит до 5%. Акцессорный минерал - апатит.

Габбро-диабазы проявляют породы раннего докембрия и встречаются в гальке конгломератов Джелонской свиты. На основании близости петрографического состава габбро-диабазов с верхнепротерозойскими покровными диабазами и тесной их пространственной связи они также отнесены к позднему протерозою.

ПОЗИЦИОНАЛЬНО-ПРОТРОЗОЙСКИЕ (?) ИНТРУЗИИ

Граниты, трапандиориты и юстиловы, юстилов-роговорообманковые (У²³²) слатают несколько мелких (2-4 км²) и два крупных (20 и 40 км²) массива в бассейнах рек Катинная, Немержанка и Мурин-Онок. Все они сложены преимущественно и расположены в пределах тектонического клина, отграниченного с севера Удлинским, а с юго-востока Мурин-Ононовским разломами. Контакты гранитоидов с окружающими породами в большинстве своем тектонические. Лишь в бассейнах рек Дилингу-Мамит и Катинная они проявляют архейские и верхнепротерозойские образования, а в междуречье Немержанка - Мурин-Онок перекрываются эффузивными донской свиты.

Мелкие массивы сложены однообразными порфиритовыми биотитовыми гранитами. Строение крупных массивов более сложное. Без видимой закономерности здесь граниты переходят в гранодиориты, массивные разности - в рассланцованные, слабо порфиритовые породы сменяются породами с резко выраженной порфиритовой структурой. Характерной особенностью гранитоидов крупных массивов является повышенная титма-активность.

Внешний вид описываемых гранитоидов разнообразен. Цвет их меняется от розовато-серого до грязно-розового, почти красного. Характерна пятнистая окраска, обусловленная неравномерным распределением темноперецветных минералов. Текстура пород меняется от массивной до сланцеватой и шпательной. Гранитоиды характеризуются своеобразными микроструктурами. На фоне гранодиоровой и графической структур с элементами структур замещения, катклаза и коррозия, сохраняются явные черты вторичного метасоматического проокисления, сохранены реликтовые порфиритовые структуры, иногда в сочетании с кумулообразной. Вкрапленники представляют таблитчатые, часто корродированные зерна платиоклаза (№ 15-40) размером 2-4 мм и составляют

до 25-30% объема пород. Основная масса состоит из микроклина 25-35%, кварца 25-35%, изумрудно-зеленой роговой обманки 0-15%, биотита 2-8%. Акцессорные минералы (до 4%) - апатит, сфен, ортит, пиркон, монацит, ферусонит, титаномангнетит. Гранодиориты отличаются более высоким содержанием платиоклаза (до 50%) и более низким кварца (15-20%) и микроклина (15-20%).

По результатам петрографического изучения в описываемых породах установлена следующая последовательность наложенных процессов: первый этап кремнево-щелочного метасоматоза (микроклин и кварц образуют крупные зерна, корродируют роговую обманку и платиоклаз, иногда нацело замещая их); первый этап катклаза (проблема подвергается все минералы; микроклин пегматизируется, кварц приобретает волнистое погасание); второй этап кремнево-щелочного метасоматоза (снежий решетчатый микроклин корродирует все минералы, в том числе микроклин первой генерации; кварц мелкий с резким погасанием; образование трайфазных ортадных кварца и полевого шпата); второй этап катклаза, проявленный локально, вероятно, вблизи разрывных нарушений.

Исходя из пород описываемых гранитоидов определить трудно, вследствие их многократной переработки. Вместе с тем, наличие реликтовых порфиритовых структур, высокая основность платиоклаза, большое количество апатита и титаномангнетита указывает на то, что это были, по-видимому, порфиритовые породы основного или среднего состава.

По химическому составу граниты (собр. 5248) близки к щелочно-земельным гранитам, по Дэлси, но отличаются от них повышенным содержанием железа и титана (табл. I). По сравнению с кларком лито-сферы, породы содержат повышенные (в 3-4 раза) количества Со, Са, У, Уб.

Возрастное положение описываемых гранитоидов остается не выясненным. Они проявляют образования верхнего протерозоя и перекрываются эффузивными джелонской свиты. Радиодатировочный возраст гранитов (собр. 4673, 1662) 148 и 165 млн. лет (табл. 2), что соответствует средней и поздней фазе - одному из этапов тектоно-магматической активизации района. Таким образом, имеющиеся данные позволяют определить возраст этих пород в интервале верхний протерозой - позднея пра. Условно позднепротерозойский возраст описанных гранитоидов принят на основании сопоставления их со старшими образованиями, установленными на сопредельных территориях [6, 23, 24], где их возраст доказанвается взаимотолшениями с фаунистически окарактеризованными отложениями.

ПОЗДНЕОРСКИЕ-РАННЕМЕЛОВЫЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ

Диоритовые порфириты ($\mu\delta\tau\zeta-K$) и ортиты ($\mu\delta\zeta-K$) слагают большое количество разнообразных по форме и размерам тел среди вулканических образований джегонской свиты. Тесная пространственная связь их с эффузивами, близость минерального и химического составов, своеобразные взаимоотношения с вмещающими породами позволили рассматривать их как субвулканические образования, коматитичные вулканитам джегонской свиты. Субвулканические интрузии, как правило, слагают отдельные вершины или участки водоразделов, хорошо дешифрируются на аэрофотограммах в виде изомерных или слегка вытянутых в плане тел. Размеры интрузий в плане колеблются от 0,4 до 30 км². По форме это шлосообразные (30-35°) дайки мощностью от 10-20 до 150-200 м. Нередко субвулканические интрузии группируются в протяженные цепочки северо-восточного или субмеридионального простирания, траассуря, очевидно, магмоподводные разломы.

Контакты субвулканических образований с вмещающими вулканическими в одних случаях четкие секущие или солгасные, в других постепенные с переходами в покровные разности. Случаи постепенных переходов равномернозернистых диоритов в диоритовые порфириты, а последних в покровные андезиты наблюдались в скальных обнажениях р.Мат. В случае рыхлых контактов субвулканические тела в централь-ных своих частях представляли диоритами, переходящими в андезитах в мелкозернистые диориты (г.Немерикан) или диоритовые порфи-риты. В экзоконтактах андезитовые порфириты претерпевают перекристаллизацию основной массы без новообразования минералов, характерных для роговиков.

В составе субвулканических интрузий помимо диоритов, диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритов изредка отмечаются диабазовые порфириты и тафоро-диабазы.

Диориты - серые, темно-серые, зеленовато-серые массивные от мелко- до среднезернистых породы. Микроструктура их призматическо-зернистая, реже обитовая, субобитовая, типичноморфозернистая. Составляет они из таблитчатых зерен плагиоклаза ($\# 30-40$) 50-80%, более мелких зерен клинопироксена 5-35%, выходящих, иногда совместно с биотитом и роговой обманкой (до 10%), интерстицию между зернами плагиоклаза. В кварцсодержащих разностях наблюдается кварц (до 7%). Актесоорные минералы - рудный (до 5%), апатит, циркон. Вторичные изменения выражены в замещении пироксена бесцветной роговой обман-

кой, хлоритом, биотитом, эпидитом, каронатом, в сосуществовании с плагиоклазом.

Диоритовые порфириты - серые, темно-серые массивные, реже флицидальные породы порфировой структуры. Фенокристаллы представляют плагиоклазом ($\# 25-70$) 12-50% реже клинопироксеном до 5%. Основная масса микротипичноморфозернистой, микроризматическозернистой или криптикристаллической структуры состоит из лейтс плагио-клаза ($\# 30-50$) 50-70%, между которыми располагаются зерна клино-пироксена 5-30%, часто замещенного роговой обманкой, хлоритом, эпидитом. В кварцсодержащих и кварцевых разностях имеется кварц (7-15%). Постонными компонентами являются рудный минерал (до 10%) и апатит.

В зонах контактового воздействия гранитоидов Удского и Джугджурского комплексов субвулканические интрузии, как и вмещающие их эффузивы, роговикованы.

По химическому составу (табл. I) субвулканические диоритовые порфириты близки к андезитам, по Дали, (обр. II13) или диоритам (обр. 4987), тафоро-диабазы наиболее близки к кварцевым тафоро (обр. II19) или кварцевым базальтам (обр. 4415).

Процесс становления субвулканических интрузий охватывает, очевидно, широкий диапазон времени: от начального до заключительного этапов формирования вулканитов джегонской свиты. Радиометрический возраст их, определенный калий-аргоновым методом (обр. № 5086, 4435, K-583P), составляет 169±7, 157±5 и 165 млн. лет (табл. 2).

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Удский комплекс

Гранодиориты (гdk, id), кварцевые диориты (dk, id) слагают Биракандлинский массив (около 70 км²) в междуречье Дилинку-Биракандля, Иванкинский массив (60 км²) в бассейне рек Уланка и Катгнкая и окрестные части двух массивов, расположенных на сопредельных площадях: Чалбуг-Ионского (около 80 км²) в верховьях рек Ульчунг и Наулуга и массива бассейна р. Лата-Бура (40 км²). Несколько небольших (1-2 км²) обособленных тел установлены в верховьях Дилинку и на правобережье Немерикана. Биракандлинский и Иванкинский массивы представляют собой трищипные интрузивные тела северо-восточной ориентировки, сопровождающиеся узкими (0,2-0,3 км) зонами ороговивания вмещающих вулканитов джегонской свиты. Докембрийские образования на контакте с удскими гранитоидами претерпевают слабое окварцевание, хлоритизацию и пиритизацию.

Центральные части крупных массивов сложены гранодиоритами, которые к периферии тел постепенно переходят в кварцевые диориты, реже кварцосодержащие диориты и диориты. Ширина крайней фации от 0,5-1 (Иванкинский массив) до 4-5 км (Чалдук-Яконский массив). Малые тела нацело сложены кварцевыми диоритами или диоритами (верховья Дзлинку).

Транодиториты - светло-серые массивные средне- и крупнозернистые породы типидиоморфозернистой, реже алгоформорфозернистой структуры. Они состоят из плагиоклаза (№ 30-40) 45-60%, калиевого полевого шпата 15-20%, кварца 20-25%, роговой обманки 0-10%, биотита 5-10%. Акцессорные минералы - апатит, рутил, ортит, циркон, магнетит.

Кварцевые диориты - серые, зеленовато-серые массивные средне-крупнозернистые, иногда до порфировидных породы. Структура их типидиоморфозернистая, иногда терокластав в призматическозернистую. Состоят породы из плагиоклаза (№ 40-50) 50-70%, кварца 8-15%, роговой обманки до 30%, биотита 2-15%. Кварцосодержащие диориты и диориты отличаются призматическозернистой структурой, высоким содержанием темнокрасных минералов и низким (0-5%) кварца. Акцессорные минералы - апатит, ортит, циркон, магнетит, вторичные - эпидиот, хлорит, серцит. По химическому составу транодиториты углоского комплекса близки (обр. 672) к гранодиоритам, по Р.Дэли (табл.1).

На территории листа N-53-IX транодиториты углоского комплекса проявляют эффузивы джедонской свиты и сами рвутся гранитами джуджуровского комплекса. Радиологический возраст их равен 157±5 млн. лет (табл.2). На левобережье Ула [33] аналогичные гранитоиды перекрыты конгломератами, содержащими флюору некома. На основании этих данных гранитоиды углоского комплекса считаются раннекембрийскими.

Джуджуровский комплекс

Гранодиориты ($80\text{K}_{43}\text{D}_1$), граниты ($7\text{K}_{43}\text{D}_1$), кварцевые диориты ($80\text{K}_{43}\text{D}_1$) диориты - МОНТИОНИТИ ($80\text{K}_{43}\text{D}_1$) сложены разнообразно по величине (от 0,5 до 160 км²) интрузивные тела в основном на территории развития джедонской свиты, реже (Иктандинский массив) среди пород раннего кембрия.

Иктандинский массив (160 км²), расположенный на правобережье Джана, имеет в плане сложную, в целом вытянутую в северо-западном направлении форму. В северо-западной части линия контакта интрузива слабоизвилистая, сечет горизонталь рельефа и согласуется с трапециевидной подомкательного магнитного поля, характерного для джуджуровских гранитоидов, что может свидетельствовать о круглом падении его

контактов. В направлении к юго-востоку подомкательное магнитное поле расширяется, тернет контактность, распространяясь на породы, которым присущи отрицательные его значения; граниты массива углонацелены, подчиняясь рисунку рельефа. Все это свидетельствует, по-видимому, о субгоризонтальном залегании кровли интрузива и пологом падении здесь его контактов на юго-востоке. Иктандинский массив сложен преимущественно кварцевыми диоритами, местами постепенно переходящими в транодиториты. Контактные изменения во вмещающих породах архей и нижнего протерозоя выражены в слабом их окварцевании, пиритизации и хлоритизации.

На левобережье Джана закартирован заледный фланг Джана-Кипанского массива (130 км²), основная часть которого расположена на листе N-53-X. Контакты массива подчиняются рисунку рельефа, укаявивая на пологом залегание его кровли. Это подтверждают непосредственные наблюдения в верховьях р.Верх.Дикганды, где возвышенные участки водоразделов сложены ороговикованными туфами, а седловинные транодиторитами, а также геофизические данные. Описываемый массив характеризуется положительными значениями магнитного поля (1-5 мГ), контуры которого на аэромагнитной карте (рис.1), особенно в бассейне р.Верх.Дикганды, соответствуют конфигурации массива. Этот факт, а также характер контакта интрузива свидетельствует о том, что на данном участке ее кровля залегает субгоризонтально, а плоскость контакта наклонена на восток, юго-востока.

Массив сложен среднезернистыми гранодиоритами, участками переходящими в кварцевые диориты. В крайних частях массива выделяется фация порфировидных гранитов и гранит-порфиров, обычно содержащих конглоидиты вмещающих пород. Вулканогенно-осадочные породы джедонской свиты, вмещающие Джана-Кипанский массив, ороговикованы (шириной зоны 0,5-1 км), а в бассейне р.Верх.Дикганды, кроме того, интенсивно окварцованы и пиритизированы.

Остальные массивы джуджуровских гранитоидов представляют собой шпокообразные тела изометричной или близкой к ней формы в плане с круглым (70-90°) падением контактов. Внутреннее строение этих массивов неодинаково. Массив хр.Капча (50 км²) сложен крупно- и среднезернистыми диорит-монцититами, постепенно переходящими к восточному флангу массива в кварцевые диориты. Массив между речью Катин-нак - Катиннакан имеет отчетливо зональное строение: центральная часть его сложена транодиторитами, постепенно сменяющимися к периферии диорит-монцититами. Массив правобережья р.Май (16 км²) также имеет зональное строение. В его центральной части развиты мелкозернистые, реже среднезернистые граниты, в крайней фации - среднезернистые транодиториты. Массив, полностью сложенный мелкозерни-

тима гранитами, закартирован в приустевой части р. Конный (12 км²). В энтококтаковой зоне масса шириной 20-30 м фиксируются габброидные породы, отвечающие по составу диоритам и габбро-диоритам.

Вокруг всех перечисленных массивов отмечается зона ороговевших пород джегонской свиты шириной 0,4-2 км.

Трансформиты - серия с фиолетовыми или сиреневым оттенком средне- и крупнозернистые массивные породы. Структура их типичноморфно-зернистая с элементами монотонитовой, монтопитовой, реже криптовой. Состав их определяется наличием платокала (№ 40-45) 40-60%, калиевого полевого шпата 10-20%, кварца 20-25%, биотита 0-10%, роговой обманки 0-10%, клинопироксена 0-3%, реже турмалина до 5%. Акцессорные минералы - апатит, циркон, сфен, рудный.

Кварцевые диориты - темно-серые с фиолетовым оттенком средне- и крупнозернистые массивные породы. Для них характерна монтопитовая, типичноморфнозернистая, реже криптовая структура. Состав кварцевые диориты из платокала (№ 40-50) 40-70%, калиевого полевого шпата 5-15%, кварца 10-15%, клинопироксена 3-15%, реже встречаются роговая обманка (5-12%) и биотит (4-10%). Акцессорные минералы - турмалин (до 1%), апатит, циркон, рудный.

Диорит-монтопиты - средне- и крупнозернистые породы фиолетово-серого цвета, отличающиеся от кварцевых диоритов более высоким содержанием калиевого полевого шпата (20-35%) и более высоким платокалом (№ 50-70).

Транзиты - массивные мелко-, среднезернистые, нередко порфировидные породы светло-серого, розовато-серого с сиреневым оттенком цвета. Структура их типичноморфнозернистая, реже порфироидная с аллотриноморфнозернистой основной массой. Главные минералы: платокал (№ 15-30) 40-50%, калиевый полевой шпат 20-30%, кварц 25%, биотит 3-7%, роговая обманка 0-2%; акцессорные минералы - сфен, апатит, циркон, магнетит.

По химическому составу (табл. I) транзиты комплекса (обр. 521) близки к гранитам всех периодов, по Дэли, кварцевые диориты (обр. 1602) - к кварцевым монтопитам.

Металлогенетическая специализация транзитов джугджурского комплекса определяется связью с ними провинций золота, серебра, молибдена и полиметаллов. По сравнению с кварцем литоферры они содержат повышенные (в 3-4 раза) количества Pb, Cu, Zn, Mo, U, Yb.

На расаматриваемой территории указанные транзиты приурочены кварцевые диориты угского комплекса (правобережье р. Ян) и сами рвутся позднемоловыми гранитами (бассейн р. Ниж. Диктанда). Радиогенный возраст транзитов (обр. 521) и кварцевых диоритов (обр. 3286) комплекса равен соответственно 107 и 107±2,5 млн. лет (табл. 2), что соответствует концу раннего мела.

ПОЗДНЕМОЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Граниты лейкократовые биотитовые (УК) слагают среди гранитоидов джугджурского комплекса небольшой (3 км²), вытянутый в меридиональном направлении массив овальной формы на левобережье р. Ниж. Диктанда.

Транзиты представляют собой розовые мелкозернистые породы массивной текстуры, нередко с микродолями пустотами. Структура их типичноморфнозернистая с участками микропиклитовой, состав определяется присутствием микроклин-перлита 40-50%, платокала (№ 10-15) 10-30%, кварца 30-35% и биотита 3-5%. Акцессории - циркон, рудный, рудный минерал.

Лейкократовые граниты широко распространены в зоне Становика-Джугджура и большим числом исследователей рассматриваются как позднемоловые. Абсолютный возраст их по данным А.Ф. Васюкина [23] равен 94 млн. лет.

МЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Дайки гранит-порфиров (УК), гранодиорит-порфиров (УФК), диоритовых порфиров (ДК), кварцевых диоритовых порфиров (ДК), снесаритов (ХК) распространены в пределах района неравномерно. Относительно густо населяют дайками поля фиксируются в пределах массивов угских гранитоидов или в их экзоконтактах (верховья р. Ульчунь, между реке Дялинку - Тага-Бура), реже вблизи интрузий джугджурского комплекса (верховья рек Немерикан и Курин-Онкон). Спорядически дайки встречаются на всей остальной территории. Наиболее распространены дайки диоритовых порфиров. Пространяе даек преимущественно северо-восточное (20-60°) реже северо-западное (30-350°), углы падения колеблются от 10° до вертикальных, мощность 0,5-50 м, протеканность 0,4-0,5 км. Контакты даек с вмещающими породами резкие, секущие, реже нечеткие, распыляющие или ступенчатые. Взаимотношения даек различного состава не наблюдались, поэтому последовательность их формирования осталась неясной.

По петрографическому составу и структуре дайковые породы района близки к соответствующим породам, описанным в справочной литературе. В пределах территории дайки прерывают все локально-зонные стратифицированные и интрузивные образования, что свидетельствует о меловом возрасте большинства из них. Не исключено, что часть да-

ек диоритовых порфиритов может являться коренными частями поздне-протеро-раннемезовых покровов эффузивов, от которых они отщипываются только характером темнопетельных минералов. Рассмотреть данные на образований, генетически связанные с определенными интрузивными комплексами, в настоящее время не представляется возможным. Долгое время считалось, что часть даек внедрилась независимо от известняков в районе интрузий и представляет самостоятельный комплекс пород. В связи с этим возраст описанных даекных образований принимается мезовым.

Т Е К Т О Н И К А

Территория дикота расположена в зоне сочленения протерозойского Становика-Джугджурса со структурами Уско-Охотского вулканического пояса [12]. В соответствии с последней схемой структурного районирования Хабаровского края и Амурской области [2] в районе выделяется (рис. 2):

1. Раннепротерозойская складчато-глибовая зона.
 2. Зона Анского пермкратонного прогиба.
 3. Зона Уского вулканического прогиба.
- Декембрийский фундамент в палеозое и мезозое пререпел значительную тектоно-магматическую активизацию.

Раннепротерозойская складчато-глибовая зона

Она включает три крупные структурные единицы: Джугджурское и Чогарское глибовые поднятия, представляющие собой выступы архейского фундамента, и разделяющий их Майско-Ульский грабен, сложенный нижнепротерозойскими образованиями.

К Джугджурскому глибовому поднятию принадлежат архейские породы северной части дикота до ширины устья р. Вирания. С юга они отделены от пород Майско-Уского грабена долгомжуевым Салта-Лжанинским разломом. Сложная дизъюнктивная тектоника в пределах глыбы позволяет установить лишь фрагменты складчатых структур в отдельных тектонических блоках.

В верховьях р. Ульчунный закартирована антиклинальная структура, ось которой проходит в северо-восточном направлении от крутостевого части р. Намутля до левобережья р. Ульчунный с погружением шарнира на юго-запад под углом 40-60°. Ядро складки сложено хурелахской свитой, крылья и периклинальная часть - ульчунской и иктадинской свитами. В периклинальной части проступают породы меньшей от широтного до меридионального, углы падения пластов от 30 до 80°. Южное крыло антиклинальной системой разрывных нарушений разбито на ряд бло-

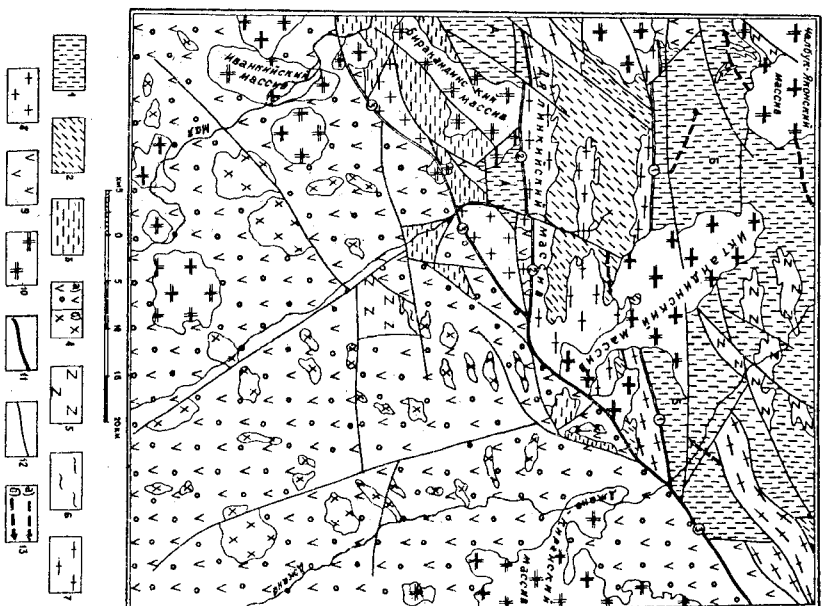


Рис. 2. Тектоническая схема

Раннепротерозойская складчато-глибовая зона: 1 - выступ архейского фундамента; А - Чогарский, В - Джугджурский; 2 - Майско-Ульский грабен; 3 - зона Анского пермкратонного прогиба; 4 - зона Уского вулканического прогиба; а) герцинио-эулианогенная формация, б) субвулканическая сульфидная. Архейские магматические формации: 5 - таубо-анортозитовая, 6 - транитовая, 7 - раннепротерозойская платогайнововад формация. Магматические формации, связанные с тектонической активизацией докембрийского фундамента: 8 - позднепалеозойская (?) транитовая; мезозойские: 9 - андезитовая, 10 - гранит-гранодиоритовая; 11 - главнейшие разломы (в кружках): Салта-Лжанинский - 1, Ульчунский - 2, Мурин-Олюнский - 3, 12 - прочие разломы; 13 - оси крупных складок: а) синклиналей, б) антиклиналей.

ков, замыкают падения пород крыла 135-180° 125-40°. Северное крыло несколько круче (45-65°) наклонено на север (замыкают падения 0-10°), что свидетельствует о некоторой асимметричности структуры. Крылья антиклинали осложнены мелкими складками шириной 0,2-0,5 км. По направлению на восток (долина р. Джана) преобладает падение пород архея в северных румбах от 20° до вертикальных. Возможно, что на этом участке по системе разломов на поверхности выделено северное крыло описанной выше антиклинали. В то же время не исключено, что здесь обнажается запорочная часть антиклинальной структуры, о чем косвенно свидетельствует ряд замеров элементов залегания северо-западного простирания (320-330°) на левобережье р. Утанак.

В верховьях Иктыли фиксируется замкнутые синклинальной структуры, сопряженной с описанной выше антиклиналь. Ядро складки сложено иктылинской свитой, северное крыло - ульчунской. Южное крыло структуры срезано Салга-Джанинским разломом, а восточный фланг ее интродуцирован Иктылинским массивом мезозойских гранитоидов. Сохраняется крыло синклинали осложнено складками высоких порядков шириной 0,5-2 км. Простирание пород субширотное, углы падения колеблются от 40-50° до вертикальных.

В среднем течении р. Джана, вблизи устья Биранди, в тектоническом блоке фиксируется замкнутая часть синклинали, сложена иктылинской свитой. Падение пород меняется от северо-восточного через северное на северо-западное, углы падения на крыльях 60-70°, в центригинальной части 25-40°.

Фрагменты Чотарского глыбового поднятия сохранились в отдельных тектонических блоках в нижнем течении р. Дилинку, в междуречье Немерикан - Дилинку-Мамит и в нижнем течении р. Вурх-Калма. Фрагментарный характер структур, интенсивно проявленные процессы катаклаза и расчленения пород затрудняют расшировку внутренней структуры Чотарской глыбы. Лишь в нижнем течении Дилинку установлена субширотная моноклинали с падением пластов ульчунской свиты на юг, юго-восток под углами 40-80°, осложненная складками высоких порядков шириной 0,2-1,5 км. Аналогичный характер складчатости предполагается и в тектоническом блоке междуречья Немерикан - Дилинку-Мамит, сложном курамакской свитой.

Тектонический блок в бассейне р. Вурх-Калма, выделенный на поверхности из-под эффузивов джелонской свиты, сложен анортозитом и интродуцированными архейскими биотитовыми гранитами.

В строении архейской структуры принимают участие мелкие сопляные глыбы табройлинов и лейкокрестоных гранитов. Те и другие, как правило, тяготеют к своим частям антиклинальных структур разных порядков (левобережье р. Намульта, правобережье р. Джана) и к разрывным нарушениям (верховья Тага-Бура, Арутя и др.).

Вблизи Удхунского и Салга-Джанинского разломов, реже на некотором удалении от них, порода, складывающиеся восточной архейской фундамента, претерпели значительную структурную переработку, выразившуюся в их расчленении, миконитизации и близкомиконитизации в зонах шириной от 0,2 до 2 км (верховья р. Арутя и др.); падение их выдержано в северных румбах под углами 40-80°.

Майско-Удхунский грабен, сложный нижепротерозойскими образованиями, прослеживается в широтном направлении от западной рамки листа до правобережья р. Джана. Ширина его 10-20 км. С севера порода грабена отделены от образованной архея Салга-Джанинским разломом, от Чотарской глыбы на юге - Удхунским разломом. На левобережье р. Мурин-Онок и в среднем течении р. Топко нижепротерозойские образования под острым углом срезается Мурин-Онокским разломом, разделившим породы докембрия и мезозоя. В западной части грабена порода залегает моноклиналино, простирание их меняется от северо-восточного на левобережье р. Кононный до широтного в долине р. Дилинку и далее на восток. В западной части грабена, до долины р. Немерикан, падение пластов северное под углами 20-85° (наиболее части 40-60°) восточнее падение меняется на южное при том же простирании и углах наклона. Это вызвано, вероятно, смещением пластов по разлому, прокопанному по долине р. Немерикан, в результате чего в междуречье Немерикан-Мурин-Онок выделено на поверхности южное крыло антиклинали, ось которой проходит на широте истоков р. Мурин-Онок.

Описанные структуры осложнены складками высокого порядка шириной от первых метров до 1,5-2 км, особенно широко проявленных в сикванской свите, характеризующейся тонкой слоистостью пород.

Грецинные и субоссианские со структурами раннего протерозоя тесно двусложными и биотитовыми платогранитов тяготеют к краевым и центральным частям грабена. Становление интрузивных гранитов происходило, видимо, в завершающий этап раннепротерозойской складчатости.

Большую роль в геологическом развитии Майско-Удхунского грабена играют ограничивающие его долговязущие Салга-Джанинский и Удхунский разломы.

Первый протыгивается от среднего течения р. Тага-Бура до правобережья р. Джана в широтном направлении. Он контролируется зоной (шириной 0,5-2,5 км) расчленованных и миконитизированных пород, претерпевших диафорез фации зеленых сланцев и нерезко кремне-кальциевых метасоматов (верховья р. Лев-Арутя, р. Чоно и др.) и представляющей собой нормальный взброс с крутыми (60-80°) падением сместителей на север. От него отлагается целый ряд более мелких разрывных нарушений северо-восточного простирания.

Удвинский разлом на территории прослеживается в широтном направлении от лаводережья р. Кононный до верховьев р. Тутканди, где срезается более молодым Мурин-Онконским разломом. Он четко угловатывается по зоне (шириной 0,4-0,5 км, разв 2 км) рассланцованных и миконгитизированных пород докембрия и в меньшей степени мезозоя. Описываемый разлом представляет собой нормальный сброс с крутым (70-80°) падением сместителя на север. В юго-западном направлении от него выделяются опередные разрывы, обуславливающие блоковое строение восточного фланга Чотарского риндбового поднятия. О вертикальных перемещениях по Салта-Джанинскому и Удвинскому разломам судить трудно, поскольку они разделяют разновозрастные образования. На сопредельных тектонических амплитудах вертикальных перемещений по этим разломам достигают 2,5 км [22,23].

В раннем протерозое, видимо, был заложен также ряд разрывных нарушений в пределах Джугджурского глинбового поднятия, субпараллельных Салта-Джанинскому разлому. Как и последний, они являются небольшими вбросами с крутым (80-90°) падением сместителей на север и контролируются зонами рассланцевания шириной 80-100 м.

Зона Анского перикратонного прогиба

На территории фрагменты образования Анского перикратонного прогиба прослеживаются полосой северо-восточного направления от присутствия части р. Кононный до среднего течения р. Чошо на протяжении 56 км при максимальной ширине 10-12 км. Слагающие прогиб верхнепротерозойские образования обнажаются в тектонических блоках, как правило, разобщенных между собой, или в эрозийных окнах среди эффузивно-осадочных образований Джелонской свиты. На севере породы прогиба по системе разрывных нарушений северо-восточного направления контактируют с архейскими образованиями Чотарской глыбы. На контакте отмечены зоны миконгитов и диастомиконгитов шириной 0,5-1 км. На месте они перекрываются образованиями Удского вулканического прогиба.

Сильная тектоническая переработка позднепротерозойских структур затрудняет их расшифровку. Трудности усугубляются рассланцованностью блоков и возможностью их перерисковывания в результате глинсовых перемещений. О характере складчатых дислокаций пород верхнего протерозоя дает представление складчатость блока р.ч. Семени, где изучая частный геологический разрез этих образований. Блок сложен переслаивавшимися между собой кварцевыми альбитофидрами, дидазами и известняками, смитом в сложенные дисхармоничные складки шириной 0,2-1 км; нередко мелкие флексуорообразные складки. Осевые плоскости складок вертикальны или круто (70-80°) наклонены на юго-запад,

углы падения слоев колеблются от 15 до 70°, наиболее часты 30-40°, простирание меняется от субширотного в центральных частях до субмеридионального на краевых складках. В межурвье Кононный-Катинская переслаивавшаяся известняки и дидазы залегает моноклиinally с падением слоев на юго-запад под углами 20-65°.

Структуры ряда мягких блоков в присутствии части р. Мурин-Онкон не подпадают расшифровке вследствие слабой обнаженности и сложной тектоники.

В межурвье Бираканди-Немерикан дидазы интенсивно рассланцованы и миконгитизированы, участки превращены в тектонические сланцы. Породы смиты в мягкие (шириной 10-20 см) дисхармоничные складки, осложненные пильчатостью. Осевые плоскости складок наклонены под углами 30-45° на юго-восток.

В верховьях Орога и в среднем течении Чошо верхнепротерозойские дидазы и кварцевые альбитофидры обнажаются в эрозийных окнах среди образований Джелонской свиты. В первом случае породы залегают моноклиinally, падение их выдержано в восточных румбах под углами 30-60°. В среднем течении Чошо породы более сложно дислоцированы, простирание их субмеридиональное, падение в западных и восточных румбах, углы падения 20-80°.

При доминирующем субмеридиональном простирании пород верхнего протерозоя в отдельных блоках сами блоки обнажаются в полосе, ориентированной в северо-восточном направлении. Этот факт свидетельствует о том, что в геологическом прошлом породы прогиба имели широкое распространение к северу от этой полосы, где в настоящее время полностью эродированы.

Разлом, отделяющий структуры Анского перикратонного прогиба от архейч Чотарского глинбового поднятия, замаскирован более поздними тектоническими движениями, мезозойскими интрузиями и эффузивными Джелонской свиты. Фрагменты его сохранились в нижней тектонической зоне р. Кононный и в бассейне р. Дилинку-Мамит. Разлом контролируется мощной зоной (0,5-1 км) рассланцованных и миконгитизированных пород архея и верхнего протерозоя. Он представляет собой нормальный вброс с крутым (60-90°) падением сместителя по азимуту 320-330°. В бассейне р. Дилинку-Мамит простирание разлома несколько меняется (азимут падения 345-350°), углы падения сместителя становятся пологими (50-70°). Амплитуда вертикального перемещения по разлому значительна и, видимо, превышает 2 км, поскольку в нижнем течении р. Кононный км почти полностью срезается катинская свита архея, а в бассейне р. Дилинку-Мамит верхнепротерозойские породы соприсаиваются с удвинской свитой.

Зона Удского вулканического прогиба

Пороги прогиба занимают более половины территории, сложенной его до-восочной частью. В большинстве случаев контакты их с более древними породами тектонические, реже они с разрывом залегают на образующих докембри и позднего палеозоя (?). Формирование Удского вулканического прогиба происходило на разномодном консолидированном фундаменте в период мезозойской активизации района. Поэтому его структура имеет ряд специфических особенностей, резко отличающих их от структур фундамента. Для вулканических и вулканогенно-осадочных образований характерны внутренне перевернутые и несогласные, системы фациальные изменения в вертикальном и латеральном направлениях, что объясняется не только характером вулканических извержений, но и блоковыми движениями фундамента в период формирования прогиба. В результате в пределах прогиба были созданы своеобразные блоково-сжатые структуры, в которых дислоцированные участки сочетаются с ненарушенными. В связи с этим, элементы залегания пород жезгонской свиты характеризуются разнообразием направлений как простирания, так и падения отдельных прослоев и потоков. Углы их наклона колеблются от 5 до 80°, преобладают 30-35°. Наиболее крутые залегания, видимо, обусловлено приуроченностью пород к вулканическим центрам или блоковыми перемещениями по разломам. В депрессионных участках (левобережье р. Мая, правобережье р. Немери-кан) породы залегают моногипсально с падением пластов на север под углами 10-20°. В ряде случаев (верховья Эльты-Маят, Тутканди и др.) закартированы куполовидные структуры диаметром 1-2 км, представляющие собой, по всей вероятности, фрагменты палеовулканических построек. В целом же для вулканогенно-осадочных пород Удского прогиба характерны широкие брахиморфные структуры.

Субвулканические интрузии диоритов и диоритовых порфиритов Протиды, коматитовые эффузивы жезгонской свиты, тупширмус в ряд протяженных цепочек северо-восточного и субмеридионального простирания, контролируя, вероятно, систему разрывных нарушений, служивших подвижными каналами для магматического распыла.

Главнейшее значение в формировании Удского вулканического прогиба имели крупные разломы глубинного заложения северо-восточного и субмеридионального простирания, входящие в систему краевых разломов Монголо-Охотского пояса [16]. Эти разломы, по-видимому, закончили в результате реакции жесткого основания докембридой лиатформы в процессе раз-

Влияние оседей Монголо-Охотской геосинклинальной области^{х)} Большиство из них перекрыто вулканогенно-осадочными образованиями жезгонской свиты и устанавливается по цепочкам субвулканических интрузий. Одним из крупнейших разрывных нарушений в пределах листа является Мурин-Онконский разлом, представляющий собой, вероятно, часть Северо-Удского разлома, который отграничивает с северо-запада Удский прогиб. Он прошел длительный этап развития с верхнего докембри до конца мезозоя [16]. Мурин-Онконский разлом проследивается от правобережья р. Катиняк в северо-восточном направлении до восточной рамки листа на протяжении 75 км. Он контролируется зоной катаклазированных пород шириной 0,4-0,7 км. Замеры элементов залегания сместителя указывают на крутое (80°) его падение на северо-запад, т.е. разлом представляет собой нормальный взброс с амплитудой вертикального перемещения более 2500 м.

Структуры, обусловленные тектонической активизацией докембрического фундамента

Тектоническая активизация района, вероятно, связана с заложением и развитием Монголо-Охотской геосинклинальной области.^{х)} Наиболее ранние тектонические движения в докембрическом фундаменте произошли в позднепалеозое. Они затронули, главным образом, зону Анюнского периратонного прогиба и, частично, архаичный Чогарский тибн. В результате этих движений возникли мощные зоны расчленения и катаклаза, по которым произошло внедрение интрузий позднепалеозойских (?) гранитоидов.

Мезозойская тектоно-магматическая активизация проявилась более широко. На первых этапах формирования Удского наложенного прогиба в тектонические движения были вовлечены практически весь докембрический фундамент. Произошло обновление старых и заложение новых разломов. Наиболее интенсивные движения происходили по зонам глубинных разломов, которые послужили подвижными каналами для магмы среднего состава. Единичные вулканические центры возникли в зоне

^{х)} Более вероятно предположение о формировании Удского вулканического прогиба в окраинной части Джугджуро-Оланового свода вдоль отграничивающего его с юга Монголо-Охотского глубинного разлома вне связи с геосинклинальным процессом. II p и м. p e д.

^{хх)} Некоторое исследование [17] подтверждает точки зрения тектонической самостоятельности явлений активизации

Салга-Джанинского разлома (правобережье р. Тага-Бура), Уджинского разлома (междуречье Немерикан - Мурин-Онкон) и в бассейне р. Бирен-ди. Продукты деятельности этих вулканических центров характеризуются почти полным отсутствием пирокластического материала в отложениях от субэриозной зоны Улского вулканотена. Реальные замеры фидиальности эффузивов на правобережье р. Тага-Бура указывают на пологое (20-25°) их падение в северо-восточном направлении.

Внедрение мезозойских интрузий обусловлено крупными расколами фундамента северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направления. Часть интрузий носит ярко выраженный трещинный (Биракандинский, Иванкинский массивы) или широкообразный характер (Междуречье Катиннак-Катиннакан), другие характеризуются пологими залеганием и сложной конфигурацией в плане (Икгаинский, Джана-Курганский массивы).

Поздний этап активизации района ознаменовался глыбовыми перемещениями, затронувшими все четвертичные образования. В результате этих движений возникла система разрывных нарушений северо-западного, субширотного и северо-восточного направления. На местности они контролируются зонами катаклаза и фрежированных шириной 20-100 м или приволинейными участками речных долин. Амплигуды вертекальных перемещений по этим нарушениям обычно не превышают первых сотен метров, реке достигают 1000-1500 м, и в этом случае на поверхности выделены породы докембрийского фундамента. Покосности окрестностей в большинстве своем субвертикальны, иногда (правобережье р. Немерикан) наклонены под углами 30-40°. Разрывные нарушения позднего этапа активизации имеют большое метаморфическое значение. Часто в зонах этих разломов прокохлупа гипотермальные изменения, выражающиеся в окварцевании, притуплении и карбонатизации пород (река Катиннак, Верх. Джаттага). Молодые разрывные нарушения со значительными амплитудами вертикальных перемещений контролируют рутину минерализацию бассейна среднего течения р. Немерикан. Эпиконические движения в районе прокохлупа и в более позднее время; что по-видимому за собой формирование горной системы хребтов Станового и Джаттага.

Г Е О М О Р Ф О Л О Г И Я

Современный рельеф района формировался в результате экзотенных процессов, вызванных неогектоническими поднятиями системы хребтов Станового и Джаттага. Немалая роль в формировании рельефа принадлежит также таким факторам, как состав и условия залегания разрывных в районе горных пород, климат и многолетняя мерзлота. Рай-

он характеризуется чередованием участков крутосклонного среднегорного и пологосклонного низкогорного рельефа. Здесь выделены следующие генетически однородные поверхности: наклонные денудационно-эрозийные, эрозийно-денудационные, денудационно-экзарационные; субэриозные эрозийно-денудационные, денудационные, денудационно-аккумулятивные и разновозрастные поверхности, созданные деятельностью рек и ледников. Большинство этих поверхностей хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках.

Денудационно-эрозийные поверхности занимают водораздельные участки хребтов Немериканского, Майского, Капча, Салдажак и их отрогов. Они располагаются на абсолютных высотах 300-1750 м, возвышаясь над дншвами долин рек на 200-1100 м. Денудационно-эрозийные поверхности подразделяются на крутые (25-40°) и поверхности средней крутизны (15-25°).

Для первых характерны узкие (2-10 м) скалистые пилообразные, реже плоские или слабовыпуклые водораздельные гребни. Форма склонов волнистая, реке выпуклая, крутизна их в приподраздельной части достигает 40°, уменьшается по направлению к долинам рек до 25°. Склоны расчленены многочисленными U-образными распадками и долинами мелких ручьев, имеющими крутой, часто ступенчатый продольный профиль.

Поверхности средней крутизны расположены преимущественно на высотах 100-700 м, занимают обширные территории в южной части лотога. Для них характерны относительно широкие (50-200 м) и плоские водоразделья, увенчанные острыми вершинами конусовидной формы. Склоны прямые и пологовыпуклые, интенсивно расчленены мелкими распадками. Долины крутых водотоков, эродировавших денудационно-эрозийную поверхность, характеризуются узкими (30-200 м) дншвами, имеют выпуклые, часто обрывистые борта, крутой (3-7°) продольный профиль. Рука на 2-3 м врезаны в днша долин, нередко обнажая коренные дожде (верховья рек Немерикан, Мурин-Онкон и др.). Встречаются антеценитные участки долин (р. Чонко). Долины этих водотоков по морфологическим особенностям неблагоприятны для накопления россыпей.

В формировании денудационно-эрозийных поверхностей главную роль принадлежала процессам эрозии и гравитационного сноса, о чем свидетельствуют резкие контуры водораздельных гребней, крутые, интенсивно расчлененные склоны.

Эрозийно-денудационные поверхности расчленены преимущественно в южной части района, в пределах абсолютных отметок 100-300 м. Они характеризуются широкими, плоскими и выпуклыми водораздельями с рельефом куполовидными вершинами, которые разделяются неглубокими, широкими седловинами. Склоны их имеют прямую или слабоопущенную, ре-

же пологоволистной форму, расчленены долинами водотоков с широкими заболоченными днищами. Продольный профиль рек пологий (около 2°), русла их преимущественно меандрируют. Пойма рек развита слабо, почти отсутствует кос, русла врезаны в напойменные террасы на глубину 1,5-2 м. Слабо расчлененный рельеф, слаженные мягкие формы водоразделов и склонов свидетельствуют о формировании этих поверхностей той под влиянием процессов денудации.

Денудационно-эрозационные поверхности, представляющие склоны и днища цирков, встречаются на склонах северной экспозиции хребтов Немериканского, Майкото, Салджак, Капча и их островов в пределах абсолютных отметок 1000-1200 м. Ширина цирков 1-1,8 км, относительные превышения кромок над днищами 300-500 м. Задние стенки их крутые (45-60°), нередко отвесные, скалистые или покрытые незакрепленными осыпями, имеют пилообразную верхнюю кромку, расщепленную узкими промоинами и расщелинами. Участки долины рек, прилегающие к циркам, на протяжении первых 1-3,5 км имеют троттообразную форму; ложе загромождено крупными (до 1 м) валунами. Берега крутые, обрывистые; продольный профиль скалывается с уклоном 7-8°.

Строительно-ландшафтные поверхности, созданные деятельностью рек, представлены площадками аккумулятивных террас. Раннечетвертичная (?) терраса сохранилась в междуречье Немерикан-Гутканди в виде осыпей (1,5-12 км²). Высота террас 30-50 м. Уступы высотой 4-25 м имеют полого-выступу или прямой форму, угол наклона 15-45°. Поверхность террас, слоиста (1-2°), наклоненная в сторону реки, слабо расчленена мелководными (до 3 м) промоинами заболоченными и кочковатыми промоинами. Пыловой шов террас подчеркивает заболоченным предтеррасным понижением.

Среднечетвертичная поверхность сохранилась в долинах рек Немерикан, Джана и Гутканди, где представлена террасой высотой 15-30 м. Уступ ее прямой или слабовыступу кругизной 10-20° и высотой 4-8 м. Поверхность террас имеет слабый (2°) уклон в сторону рек, часто заболочена, кочковата. В междуречье Гутканди-Джана на ней широко развиты бугры пучения до 5-10 м в диаметре и полузаросшие оврага округлой или прямоугульной формы.

Ранневерхнечетвертичная поверхность представлена I напойменной террасой высотой 4-5 м, сохранившейся в долинах всех рек района. Ширина ее колеблется от 30 м до 3 км, протяженность от первых десятков метров до 25 км. Уступ террас высотой 2-8 м выражен четко, в местах подмыта рекой - обрывистый. Поверхность горизонтальна или слабо наклонена к руслам рек, расчленена многочисленными потоками или заболоченными старицами. Сочленение ее с террасами более высокого уровня плавное. Раннесовременная поверхность развита

в долинах всех рек и представлена высокой (2-4 м) поймающей террасой шириной от нескольких метров до 3 км. Уступ террас крутой, часто обрывистый с ясно выраженной бровкой. Поверхность ее ровная или слабоволнистая расчленена протоками и старицами, врезанными на 1,5-3 м. Пыловой шов отчетливо выражен, часто к нему приурочены предтеррасное понижения.

Позднесовременная поверхность развита в долинах всех рек и речушек и представлена низкой (до 1,5 м) поймай шириной от нескольких метров до 1,2 км. Поверхность ее неровная, бугристая с большим количеством кос, островов и проток.

Поздневерхнечетвертичная поверхность ледникового происхождения (0,2-2 км²) развита в высокогорной части хребтов Майкото, Гуткандского, Салджак и Капча. Поверхность морены неровная, трапециевидная, часто встречается заболоченные участки и ледниковые озера овальной формы площадью 0,1-0,2 км² и глубиной до 3 м. Со стороны устья цирка озера часто отграничены валом высотой 5-10 м. Поздневерхнечетвертичная поверхность водно-ледникового происхождения развита в низовьях долины левых притоков р. Джана, на левых склонах хр. Салджак. Слагающий ее материал представляет собой переотложенный морену. Поверхность слабо (1-3°) наклонена в сторону р. Джана и представляет собой чередование протяженных бугристых валов, разбегенных широкими промоинами глубиной до 10 м. От ранневерхнечетвертичной поверхности она отделена крутым (70°) уступом высотой 8-15 м.

Пирсоветь района заложилась в результате тектонических поднятий системы хребтов Станового и Джугджур в послеледниковое время [2]. Максимальный эрозационный врез был в доораннечетвертичное время, после чего рисунок пирсовети не претерпел существенных изменений. В дальнейшем периоды поднятий в районе сменялись этапам стабилизации, о чем свидетельствует наличие в долинах рек до 3-5-уровневых террас. В настоящее время главные реки вырабатывали продольный профиль, что свидетельствует об относительной стабилизации тектонического режима района. Однако некоторые участки расчленены амплитудой кипячават медленные блоковые возмущения небольших амплитуд, в результате чего в верховьях рек отмечается слабообширная реперсионная эрозия, а в долинах некоторых водотоков встречаются антеценные участки и высокие устья притоков.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория дикта полностью оплодотворена в М-6а 1:200 000 с применением штурфного, шпикового гидрохимического опробования и опробования донных осадков. На некоторых рудопроявлениях и ореолах проводились поисковые работы М-6а 1:25 000 и 1:10 000, с отбором металлогенетических, штурфных и бороздочных проб, проходкой горных выработок для вскрытия рудных тел. При поисках руды и золота проводились шпиковое опробование дельтовий. Этими методами установлены проявления гидротермальных руд, цветных и редких металлов, редких земель, золота.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Железо и титан. Проявления титаномангнетитовых руд в районе генетически связаны с архейскими габбро и анортозитами. Рудные минералы мангнетит и титаномангнетит образуют в этих породах мощностью (0,2-0,4 см) прожилки и гнезда. По данным химического анализа штурфных проб, содержание Fe₂O₃ в них колеблется от 4,4 до 8,5%, TiO₂ от 1,96 до 4,01%.

Цветные металлы

Медь. Рудопроявления меди на территории связаны с кварцевыми жилами и участками гидротермально измененных пород в зонах калякиса. Отмечается тяготение этих проявлений к Мурин-Онокскому разлому.

На Немеरिकанском рудопроявлении меди (Ш-2-3), расположенном в правом борту долины р. Немеरिकан, в диабазе верхнего протерозоя обнаружены три кварцевых прожилки мощностью 1-3 см. Простирание прожилков северо-восточное (40-60°) при крутом (70-80°) северо-западном падении. В кварцевых прожилках и в 1-5 см от них в диабазе наблюдаются примазки малакита, азурита, выщелоченность куприта и блеклых руд. В одном из прожилков обнаружены пластичные самородной меди размером до 1,5x7 см и весом до 0,4 кг. Всего здесь отобрано около 1 кг самородной меди. Химический анализ проб, не содержащих видимой выщелоченности самородной меди, показал присутствие ее от 2 до 3,5%.

Рудопроявление Ш-2-1 приурочено к контакту гнейсоватых известняков верхнего протерозоя с диабазом и кварцевыми альбитоиди-рам. Непосредственно на контакте в известняках отмечены примазки малакита, азурита, выщелоченность перуссита и блеклых руд. Спектральным анализом этих проб установлено присутствие в них меди (0,03-0,5%), свинца (0,01-0,5%), цинка (0,03%) и серебра (0,003-0,003%).

Рудопроявление П-4-1 расположено в левом борту долины р. Чокто. Здесь в гидротермальных джугджурского комплекса выщелочены четыре кварц-полевошпатовые жилы (азимут падения 10°, $\frac{1}{35^\circ}$) мощностью 1,5-2 м, протяженностью 20-60 м, расположенные на расстоянии 2-4 м одна от другой. Жилы содержат выщелоченность халькопирита, примазки малакита. Спектральным анализом проб установлено присутствие в них меди (0,05-1%), цинка (0,01-0,05%), свинца (0,001-0,01%), серебра (0,01-0,1 г/т). Наиболее высокое содержание меди, по данным химического анализа, составляет 1,68%.

Рудопроявление П-2-1 представлено кварцевой жилой, протянутой азимутально по дикте джелонской свиты. Мощность жилы 10-15 см, простирание северо-восточное (20-25°) при вертикальном падении. В кварце отмечаются обильные пустотки выщелачивания и примазки малакита. По данным спектрального анализа, в кварце содержится 0,1% меди. В районе, кроме того, установлено семь солевых ореолов расщелины меди с содержанием 8-14 мг/л. Ореолы приурочены к выходам верхнепротерозойских диабазов и краевым частям джугджурских гранитоидов и тяготеют к Мурин-Онокскому разлому.

Свинец. Проявление свинца находится в связи с гидротермально измененными породами в тектонически ослабленных зонах. Помимо рудопроявления Ш-2-1 полиметаллического типа с содержанием свинца до 0,5%, он обнаружен в бассейне р. Верж. Джуганды. Здесь проводились поисковые работы на золото в гидротермально измененных руданитях джелонской свиты. Во многих штурфных пробах спектральным анализом совместно с медью и цинком установлено наличие свинца в количестве 0,01-0,1%. Единичные знаки галенита отмечены в отдельных шпиках из альпийских рек Ареостан, Сементы, Мурин-Онок.

Цинк и медь. Шпиковый ореол сфалерита (Г-4-1) площадью 9 км² установлен в бассейне правого притока р. Брандта. В 15 отобранных здесь шпиках содержится единичные зерна сфалерита. Ореол приурочен к разлому, который контролируется зоной калыкиса. Расслаивания и окварцевания пород. Спектральным анализом в этих породах установлено присутствие цинка до 0,01%. Единичные знаки сфалерита содержатся в семи шпиках из альпийских рек Брандта и в пяти шпиках - из левых притоков р. Джана.

Оловянные зерна касситерита установлены в 18 шпиковых пробах из альпийских рек Джуганды и ее правого притока.

Н и к е л ь. Спектральный анализ шугинки и скопковских пород из архейских габбро-анортозитов показал повсеместное наличие в них никеля в количестве 0,01-0,05%, хромистого, шидлима, в количестве изоморфной примеси в породообразующие темноперецветные минералы пород.

Р е д к и е м е т а л л и в а с с е й н н е з а д е м е н т и

М о л и б д е н. В энконтрактовой части Итанинского массива при оброговании дольных осадков выявлен ореол рассеяния молибдена (18 км²) с содержанием металла 0,0003-0,003%. В двух шихтах в пределах ореола установлены единичные зерна молибденита. В таких же количествах молибденит обнаружен в разрозненных шихтах преломлественно в пределах разветвляющихся пород докамбри.

В о л ь ф р а м. Единичные зерна шеггита отмечаются в обилии шихтов шихтовых пород из альпийских водночехов, эродировавшихся в кембрии или массивах гранитоидов Джугджурского комплекса.

Р т у т ь. Рудопроизведения руды в районе прурочены к участкам гидротермально измененных пород вблизи разрывных нарушений.

Рудопроизведение Ш-2-2 ("Иголка") расположено в бассейне одноименного рудья в тектоническом разрыве субмеридионального простирания, по которому контактирует известняки верхнего протерозоя с известняками кембрия. Разлом контролируется зоной (10-50 м) катаклазированных, милонитизированных и окварцованных пород. Смещение его наклонено на запад под углом 35-45°. Шихтовым опробованием деления вдоль разлома установлен ореол рассеяния с содержанием киновары 5-20 т/м³. В пределах ореола часто встречаются обломки кварца, окварцованных известняков и андезитовых порфиритов, содержащих вкрапленность киновары (0,5-5 мм), реже скопления минерала в виде прожилок мощностью 1-2 см. Иногда встречаются рудные обломки размером 10х5х5 см.

В оруденных породах наряду с киноварой и металлинитами обнаружены минералогическим анализом повсеместно установлены самородная медь, куприт, малахит, азурит, резе галенит, вольфенит и церуссит. В шихтах из минерализованного кварца обнаружены киновары (1%), шпидлит (1%), единичные зерна металлинита, марказита и сфалерита. Минералы выделялись в следующей последовательности: нерудные минералы, марказит, пирит, марказит, сфалерит, киновары, металлинитами, идиоморфными минералами в зоне в коренном залежении не вскрыты из-за сильной обводненности делывающихся образований и широкого развития неотложенной мерзлоты.

По нашей рекомендации в зимний период 1971-1972 гг. на рудопроизведениях силами Угской экспедиции проведены детальные поисковые работы. Вблизи разлома в известняках канавками вскрыто рудное тело почти мономинеральной киновары мощностью до 4 м. Тело прослежено по простиранию на 10 м, далее оно погружается под влиянием деления в виде по благоприятной геологической обстановке и большому количеству рудных обломков в делении этого участка, здесь можно ожидать интересное месторождение руды.

Шихтовым опробованием в бассейнах Эльга, Эльгакан и среднего течения р.Немрикан выявлен обширный (около 500 км²) ореол киновары (Ш-2-4). В пределах ореола развиты преимущественно вулканико-тепно-осадочные образования желонской свиты, насыщенные телами сульфидно-сульфатных гидротермальных пород в тектонических блоках обнажаются архейские анортозиты и граниты (р.Ниж.Кайма, правобережье Эльга-Мейт), верхнепротерозойские диabasы и известняки и позднепалеозойские (?) гранитоиды (нижнее течение р.Мурин-Онок, руч.Крестак и др.). Сохранены киновары в шихтах в большинстве случаев знаковые, реже (ручьи Мостак, Эльга-Мейт, левобережье р.Немрикан) встречаются деситы зерен и несомненно количества.

С у р ь м а. Повышенные содержания сурьмы (0,005-0,5%) установлены в концентратах гидротермических пород, отобранных в бассейне р.Мая и по отделившим приоткам р.Джана. Сурьма в количестве 0,01-0,1% отмечена в гидротермально измененных породах на рудопроизведениях Ш-2-2.

В и с м у т. Единичные зерна базовиксита установлены в 12 шихтах из альпийских руд. Путью (левый приток р.Джана), эродировавшегося массива гранитоидов Джугджурского комплекса.

Р е д к и е з е м л и. Проявления редкоземельной минерализации в районе связаны с архейскими пегматитами, гранитами и кварц-микроклинковыми метасоматитами по архейским породам. Эти породы обычно содержат обособления (0,4х0,6; 1,5х0,8 см) ортита и монацита. Спектральным анализом в них установлено присутствие лантана (0,03-0,3%), церия (0,05-3%), иттрия (0,003-0,05%), иттербия (0,001-0,003%), тория (0,05-0,3%), циркония (0,005-0,05%).

В л а г о р о д н н е м е т а л л и

В о л о т о. Рудопроизведения 1-4-3 ("Верх.Ликтанда") расположено в бассейне огненной реки, в 9 км выше ее устья. Оно приурочено к контакту пологозалегающей интрузии гранитоидов Джугджурского комплекса (Джана-Киринский массив) с вулканическими желонской свиты.

Последние в эвакопунктах и тунзунг иптенанго ортопунктованы, обвар-
позави и ипритупрозави. Здесь широко развиты зоны катаклизма, в но-
торых породы сильно гидроформально переработаны. Среди гранит-
порфиров и гранодиорит-порфиров, слатящих краевую часть массива,
выделяется большое количество кварцевых хит мощностью до 0,5 м.
Шиховым опробованам деления в трех пробках установлено присутст-
вие 1-2 знаков золота. Спектральный анализом в 48 литохимических
пробках обнаружено золото в количестве 0,01-0,03 г/т, а также по-
всеместное наличие свинца, меди и цинка до 0,07%.

Шиховой ореол рассеяния золота (1-3-1) площадью 50 км² охваты-
вает бассейны речки р. Мулин-Ойкон и ряд притоков рек Тул-
канди и Верх. Кайма. В его пределах единичные знаки золота усредно-
лены в 26 шиховых пробках. Ореол пророчен и эвакоам ринепротеро-
зойских трактоидов, рудноотенно-овалочных образований желонской
свети и познепалеозойских (?) трактоидов.

Шиховой ореол золота (1-4-2) установлен в бассейне р. Дарх. Дир-
танца; площадь ореола около 28 км². Золото в количестве 1-2 знаков
установлено в 10 шихках.

Значительное содержание золота отмечено в разобщенных шиховых
пробках из впадины рек Джана, Немежкан, Туканди, Туканчан. Спект-
ральный анализом золота в количестве 0,01-0,1 г/т установлено в
нескольких глубинных пробках из шихового карьера и гидроформально из-
моченных эвакоам в бассейнах рек Ульчиди, Немежкан.

ИМПЕТАЛИЧЕКИЕ ИСПОЛЗАНИЕ

Г р а ф и т . Трафит встречается в качестве породообразующего
компонента в тесных улчучской и китандиной свет архей. Мощность
прослоев трафитовых и трафит-олигитовых теснов от 0,3 до 30 м, со-
держателе межочечулулчического (1-4 км) трафита 1-6%, рече до 10%.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Породы района не подвержены специальному изучению как мате-
риал для нужд промышленного и гражданского строительства.

Невозможности и частично ринепротерозойские иптузунские образо-
вания пригодны для использования в качестве бутового камня в строи-
тельном и дорожном деле. Это массивные мелко- и среднезернистые,
скандопрениловатые породы, часто образующие моноблоки до 1,5х2х3 м.
Архейские мраморы, как правило, трещиноватые и не пригодны в
качестве облицовочного материала. Мраморы белого цвета, широко раз-

витые в среднем течении р. Джана, по-выпавшему, пригодны для мел-
ких скульптурных поделок.

Известняки верхнего протерозоя, судя по химическим анализам
их образцов с соседней территории [24], пригодны для получения
строительной извести и порланд-цемента, а их доломитовые раз-
ности - для выделывания порланд-цемента.

Аллювиальные отложения рек Маи, Джана, Немежкан в ряде случа-
ев представляются хорошо сортированными галечниками, гравием, поли-
миктовыми песками. Грав, хорошо сортированные галечники слатяют
плотность 4,5 м в отложениях II надпойменной террасы р. Джана,
вблизи устья р. Орото. На 60-70% они состоят из гальки размером 2-
4 см и на 30-40% - размером 5-6 см. Заполнителем является средне-
зернистый полимиктовый песок (10-20%), содержание плывучих частиц
не превышает 5%. Эти галечники могут быть использованы в дорожном
строительстве, поскольку галька, представляющая жильным кварцем,
реже известняками и метаморфическими породами обладает достато-
чно сопротивлением к когнанию. Аналогичные галечники мощностью
2-3 м широко распространены в долине р. Маи. В качестве заполните-
лей бетонов и растворов могут быть использованы среднезернистые
(размер зерен 0,25-0,5 мм) полимиктовые пески, слатящие высокие
(30-50 м) террасы в долинах рек Немежкан и Джана. Содержание в
них глинистых примесей не превышает 10%.

Запасы строительных материалов на территории значительны. На
современной стадии экономической освоенности они не имеют практи-
ческого значения, однако в случае необходимости могут быть широко ис-
пользованы для нужд промышленного и гражданского строительства.

П О Д З Е М Н Н Е В О Д Ы

Существенным фактором, влияющим на режим питания, циркуляцию
и условия залегания подземных вод, является многолетнее мерзлота,
повсеместно распространяющаяся в районе. Она обуславливает развитие
надежных, межмерзлотных и полмерзлотных вод, подразделяющихся
по условиям циркуляции на пластово-породные, трещинные и трещинно-
клетные.

Пластово-породные надмерзлотные воды эвакоам-деловидных
отложений развиты в пределах девельного слоя. Водонасыщенные поро-
ды представляются щелем и супельми с основными различными размерами.
Водупором им служат многолетнемерзлые и монолитные склянные поро-
ды. Питание вод происходит, главным образом, за счет инфильтрации
атмосферных осадков, в меньшей мере - посредством гидроавиической
связи с нижележащими водами. Выходы этих вод пророчены к подпожи-

ям и перетягам склонов, реже — к водораздельным просторностям. На плоских водоразделах и пологих склонах эти воды способствуют заодно дачиванию местности. Источники имеют дебит до 0,2 л/с. Воды пресные (сухой остаток 2,4–29 мг/л), очень мягкие (жесткость 0,15–0,18 мг-экв/л), по химическому составу гидрокарбонатные кальциевые натриевые. Среда слабощелочная (рН = 6,3–6,5). Воды прозрачные, без цвета и запаха.

Плосково-поровые надмерзлотные воды аллювиальных отложений широко распространены в долинах крупных рек района. Водомещающими породами являются рыхлые отложения поймы и напойминых террас, представляющие песками и валуно-галечниковыми образованиями деятельного слоя мощностью 0,3–2,5 м. Режим этого типа вод непостоянен. В питании их принимает участие атмосферные осадки, талые снеговые воды, поверхностные воды рек. В течение всего летнего периода происходит непрерывное увеличение запасов вод. Зимой они расходуются на питание рек, образование наледей и удаление снежного слоя с зонной мерзлоты. Естественные выходы этих вод на поверхность встречаются в основании высоких террас (левозбережье р. Джана и др.). Источники холодные, дебит их колеблется от 1 до 5 л/с. Воды пресные (сухой остаток 28–40 мг/л), очень мягкие (жесткость 0,21–0,37 мг-экв/л), без цвета и запаха, по химическому составу гидрокарбонатные кальциевые-магниевые-натриевые. Содержание свободной углекислоты не превышает 10 мг/л. Воды слабощелочные (рН = 6,1–6,6), холодные (2–3°), имеют хорошие питьевые качества.

В метаморфических, интрузивных и вулканогенно-осадочных породах района развиты трещинные надмерзлотные воды. Возможна связь пород зависит от степени их трещиноватости. Питание вод происходит за счет таяния мерзлоты, атмосферных осадков и связи с подмерзлотными водами. Источники трещинных вод обладают небольшими дебитами (0,02–0,1 л/с), по типу они холодные, реже холодные (верховье р. Далинку). Воды пресные, слабо минерализованные (сухой остаток 15–158 мг/л), очень мягкие (жесткость 0,07–1,37 мг-экв/л). По химическому составу они гидрокарбонатные кальциевые-натриевые, реже натриево-кальциевые, среда от слабощелочной до нейтральной (рН = 5,4–6,9). Содержание свободной углекислоты 8,8–19,8 мг/л, воды прозрачные, без цвета и запаха, холодные (2–3°).

Широкое развитие в районе наледей (рр. Курин-Онок, Орото, Далинку) и гидрокарбонатов (р. Далинку) связано, вероятно, с деятельностью межмерзлотных вод в сквозных талых, через которые осуществляется гидравлическая связь между надмерзлотными и подмерзлотными водами.

Трещинно-жильные подмерзлотные воды приурочены к разрывным нарушениям, зонам расланцевания и миконгитизации пород. Выход этих вод наблюдается на правобережье Джана, выше устья р. Артык. Источники холодные, дебит его достигает 0,5 л/с. Вода слабо минерализованная (сухой остаток 50 мг/л), очень мягкая (жесткость 0,24 мг-экв/л). По химическому составу она сульфатно-гидрокарбонатная магниевые-кальциевые-натриевые. Замещение гидрокарбонат-иона сульфат-ионом свидетельствует о связи этого источника с зоной сульфидной минерализации пород. Вода имеет тухий привкус и запах сероводорода. Реакция среды слабощелочная (рН = 5,8). Источники трещинно-жильных вод встречаются также в долинах рек Катиннак и Немерикан. Источники холодного типа, дебит их колеблется от 0,02 до 1 л/с. Воды мягкие и умеренно-жесткие (жесткость 1,07–3,45 мг-экв/л), сухой остаток составляет 180 мг/л. По химическому составу они гидрокарбонатные кальциевые-магниевые. Среда нейтральная (рН = 6,8–7,3), вода прозрачная, без цвета и запаха, температура 5–7°.

Для целей водоснабжения в летнее время могут быть использованы поверхностные воды рек и ручьев. Зимний период пригодны лишь надмерзлотные и, частично, подмерзлотные воды. Однако эти источники не могут рассматриваться в качестве крупных для водоснабжения промышленных объектов.

О Ц Е Н К А П Е Р С П Е К Т И В Р А Й О Н А

Проявления полезных ископаемых в районе сформировались в три металлогенические эпохи: архейскую, протерозойскую и мезозойскую.

С архейской эпохой связаны **магматогенные** проявления титано-магнетита в габбро-анортозитах, редкоземельная минерализация в пегматитах и метаморфогенные проявления графита. В свете современных требований к такому виду сырья в настоящее время эти проявления практического интереса не представляют.

Металлогеническое значение протерозойской эпохи не вполне ясно. На определенных территориях [23, 24, 27] в пегматитах, теллурических оваряных с рванепротерозойскими триаполидами, установлен мусковит, образующий пластинки промышленных размеров. В связи с этим плещи распространения пород нижнего протерозоя представляли интерес как потенциально мусковитовые.

Ряд проявлений меди в бассейне Немержана пространственно тяготеет к выходам верхнепротерозойских диабазов. Не исключено, что столь тесная пространственная приуроченность медной минерализации к основным эффузивам обусловлена их генетической связью, хотя эти

проявления несут явные черты гидротермального происхождения и могут быть вторичными. Работы, проведенные на рудопромысле Ш-2-3, не могут служить надежным основанием для оценки его перспектив, поскольку полевая оценка лишь зона окисления. Наличие в последней малюкты локализации на глубине (в зоне вторичного сульфидного обогащения) промышленных окисленных руд. В связи с этим рудопроявление Ш-2-3 рекомендуется для более детального изучения с применением бурных работ.

С мезозойской метаморфической эпохой связано формирование рудопроявлений полиметаллических руд, молибдена, ртути и золота. Установленные в районе проявления полиметаллических руд относятся к гидротермальному жильному типу. Четкой генетической связи этих рудопроявлений с определенными интрузивными комплексами не установлено. Спектральным анализом проб из улочек и джугджурских траншей фиксируются равные содержания меди и свинца, но траншеи джугджурского комплекса содержат, кроме того, молибден и цинк. Выявлено шихонов и металлогенетических ореолов рассеяния полиметаллов приурочено к экзо- и эндоконтактам члосты массивов пород джугджурского комплекса. В связи с этим можно предположить, что полиметаллическая минерализация генетически связана с ними. Жильный тип полиметаллического оруднения и низкие содержания полезных компонентов позволяют оценить эти проявления как деперспективные. Однако наличие в этих жилах совместно с полиметаллическими рудами золота позволяет рассматривать их как координатный признак золотого оруднения.

Проявления молибдена в изученном районе крайне незначительны по своим масштабам и содержаниям металла. Они приурочены к экзоконтакту литвайнского массива траншею джугджурского комплекса или связаны с кварцевыми жилами и зонами катаклаза в породах раннего докембрия. Перспективы изученного района на данный вид минерального сырья оцениваются отрицательно.

Рудопроявления ртути приурочены к зонам крупных разрывных нарушений северо-восточного или субмеридионального простирания, по которым контактируют вулканогенно-осадочные образования джелонской свиты с породами архей и верхнего протерозоя. Проявление Ш-2-2 было рекомендовано для дальнейших детальных работ на основании ряда диагностических геологических факторов. К ним относятся: наличие двух толщ с различными физико-химическими свойствами слатящихся их пород (эффузивы и известняки), контактирующих по разрывному нарушению; обнаружение полного падения (35-45°) смежности разлома, который, видимо, является рудопроявляющей и рудоконцентрирующей струк-

турой; падение смежности под эффузивы, которые могли служить экраном для рудосных растворов, о чем косвенно свидетельствует гидротермальная переработка эффузивов вблизи разлома; гидротермальная переработка известняков, находясь в дельных рудных околках и пород, содержащих выщелоченность и прожилки киновара. Вскрытие более детальными работами рудного тела с мономинеральной киноварью, монометаллический характер рудного оруднения свидетельствует о наиболее эрозивном срезе рудной зоны. Все это позволяет рассматривать рудопроявление Ш-2-2 как весьма перспективное.

В свете изложенного выше, шиховой ореол киновари (Ш-2-4) в среднем течении Немерьяна площадью около 500 км² представляет значительный интерес. Он охватывает территории, благоприятные в геологическом и тектоническом отношении для локализации практически интересней проявлений ртути. Особенно перспективны участки ореола, где на поверхность выведены блоки архейских и верхнепротерозойских пород.

Проявления золоторудной минерализации связаны с кварцевыми жилами, которым присущ, как правило, полиметаллический характер оруднения. Они приурочены к экзо- и эндоконтактам массивов траншею джугджурского комплекса. Однако обнаружение золота в шиховых пробах, орожденных в поле развития вулканогенных образований джелонской свиты, не исключает генетической связи золоторудного оруднения также и с эффузивной деятельностью. Наиболее интересным представляется рудопроявление I-4-3, где геологическая обстановка, результаты шихового и металлогенетического опробования указывают на возможность локализации практически интересней проявлений золота.

Обсуждая полевые россыпного золота в бассейне р. Джана [26] установлена слабая золотоносность аллювия водотоков. В долине р. Артык из 113 проб лишь в двух отмечены содержания золота равные 6,7 и 22,5 мг/м³ на массу установлено от 7,5 до 22,8 мг/м³, а в долине танца на ту же массу установлено от 7,5 до 22,8 мг/м³, а в долине р. Джана - 1-6 мг/м³. Наиболее перспективными на россыпное золото представляются долины рек Немерьян и Мулин-Онок. Они характеризуются хорошей разрабатанностью, наличием комплекса разновозрастных террас и пологим поперечным профилем в среднем и нижнем течении. Эти факты в сочетании с установленной знаковой золотосодержимостью современного аллювия этих рек почти на всем их протяжении позволяют благоприятные перспективы для поисков здесь россыпного золота.

На основании геолого-структурных факторов и признаков рудной минерализации на территории выделены следующие площади, перспективные на различные виды полезных ископаемых (рис. 3):

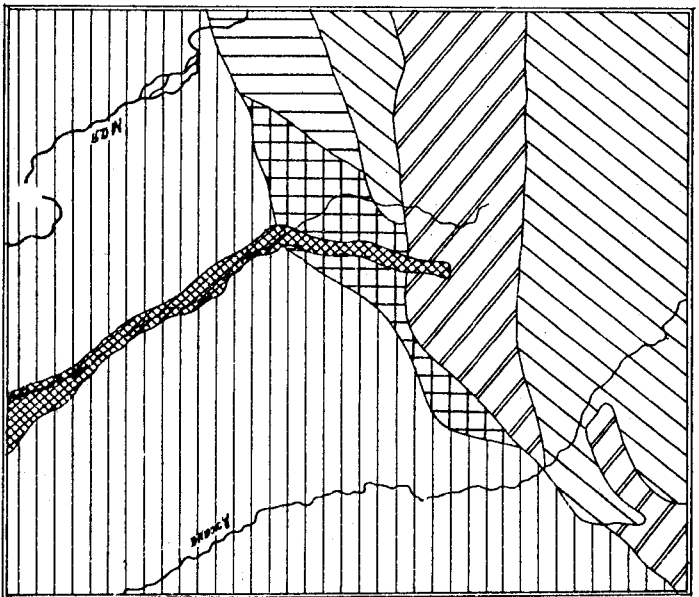


Рис. 3. Схема протозоев

1 - площадь распространения архаических метаморфических и интрузивных образований перспективная на железо, титан, редкие земли, графит; 2 - площадь распространения нижнепротерозойских метаморфических и интрузивных образований перспективная на мусковит; 3 - площадь распространения верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных образований перспективная на медь; 4 - площадь распространения верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных образований перспективная на медь, ртуть, золото, полиметаллические руды; 5 - площадь распространения верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных образований перспективная на медь, ртуть, золото, полиметаллические руды; 6 - участки речных долин перспективные на россыпное золото.

Площадь (1) в бассейнах рек Ульчунди, Иганди, Артык и в низовьях р. Дилинку, где распространены архаические метаморфические и интрузивные образования, перспективна на железо, титан, редкие земли, графит.

Площадь (2) верховьев рек Дилинку, Немерикан, Мурин-Онкон, где распространены породы нижнего протерозоя, перспективна на мусковит. Площадь (3) распространения верхнепротерозойских вулканогенно-карбонатных образований перспективна на медь.

Площадь (4) распространения верхнеурских - нижнемеловых вулканогенно-осадочных и субвулканических образований перспективна на ртуть, золото, полиметаллические руды. Она охватывает бассейны рек Маа, Немерикан, Джана и включает рудопроявления золота (1-4-3) и шиховые ореолы кинозари (Ш-2-4), золота (1-4-2).

Площадь (5) распространения верхнепротерозойских вулканогенно-карбонатных и верхнеурских-раннемеловых вулканогенно-осадочных образований перспективна на медь, ртуть, золото, полиметаллические руды. Она охватывает бассейн среднего течения р. Немерикан и включает рудопроявления меди (Ш-2-3, П-2-1, Ш-2-1), ртути (Ш-2-2), овления (Ш-2-1) и шиховой ореол золота (П-3-1).

Площадь (6), охватывающая долины рек Немерикан и Мурин-Онкон, перспективна на россыпное золото. К верховьям р. Мурин-Онкон приурочен шиховой ореол золота (П-3-1).

ЛИТЕРАТУРА

О П У Б Л И К О В А Н Н А Я

1. БЫЛЫТЕНЕВ Е. Б., ЛЕВЫЦЕВ Е. Л. Новые данные о возрасте вулканогенных образований Западного Прикокоя. Докл. АН СССР, т. 182, № 2, 1968.
2. БЫЛЫТЕНЕВ Е. Б., ЗОЛОТОВ М. Г., ОНИХИЛОВСКИЙ В. В., ШОТТИНОВ И. А., ШАПОЧКА И. И. Геотектонические структуры Хадаронского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое. "Мезозойский лектогенез". Материалы, 1971.
3. ГАМАЛДЯН В. Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-1. 1963.
4. ГОЛОЖКО В. С. Карта аномального магнитного поля и карта графитов 4 Т территории листа N-53-IX. 1962.
5. ДЗЕВАНОВСКИЙ В. К. Геология западной окраины Станового хребта. Бюлл. ВЭГЕМ, № 1, 1959.

6. ЗУБКОВ В. Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-IV. М., "Недра", 1962.
7. ИВАНОВ В. А., КРАСНЫЙ Л. И. Стратиграфия. Верхняя яра и нижний мел. Западное Приохотье. "Геология СССР", т. XIX, 1966.
8. КОРМИНСКИЙ Д. С. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. "Стратиграфия СССР", т. I, Изд. АН СССР, 1939.
9. КОРИНОВСКИЙ С. П. О возрасте метаморфических пород западной части Станового хребта. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, серия геол., вып. 5, 1962.
10. КРАСНЫЙ Л. И. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР масштаба 1:1 000 000. Лист N-53 (Шангарские о-ва). 1955.
11. КРАСНЫЙ Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. 1960.
12. КРАСНЫЙ Л. И. Тектоника. "Геология СССР", т. XIX, 1966.
13. ЛЕНИКОВ А. М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М., "Наука", 1968.
14. МОШКИН В. Н. Докембрий. Хребты Становой и Джугджур. "Геологическое строение", т. 3, 1958.
15. МОШКИН В. Н., ШТАК Н. С. Раннедокембрические метаморфические образования восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджура. Докембрий восточных районов СССР. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, т. 122, 1967.
16. МОШКИН В. Н., ДАТШЛАЙСКАЯ И. Н., ЗЕЛЕНКО Н. Д. Раннедокембрические интрузивные образования хр. Джугджура и восточной части хр. Станового. "Докембрий восточных районов СССР". Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, т. 122, 1967.
17. НАГИБИНА М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд. АН СССР, 1963.
18. СУДОВИКОВ Н. Г., НЕЗЛОВ А. Н. О возрасте Станового Комшленса. Тр. ДВНЦ АН СССР, вып. 12, 1961.
19. ТУГАРИНОВ А. Н., ВОЙТКЕВИЧ Г. В. Докембрическая геохронология нагорья М., "Недра", 1970.
20. ШКАНОВ В. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-III. М., "Недра", 1962.
21. ШТАК Н. С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-II. 1963.

Ф о н д о в а н ^х)

22. БРАТНИНСКИЙ С. М. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Ульская. Лист N-53-III. 1967, № 0327.
23. ВАСИЛИН А. Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-VI. 1971, № 0557.
24. ГОЛЗЕНВИЧ В. Л. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-VII. 1971, № 0556.
25. ТОНЧАРОВ В. Н., КОЗЫРЕВА И. В., ДАВЫДОВ В. П., ДЕТНИНКО А. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Немеридана и Джаны. 1971, № 014607.
26. ДУБРОВНИЙ М. И., МЕЛЬНИКОВА Н. С. Отчет о результатах полевых геологических исследований месторождений золота в бассейне р. Уды (рр. Нелькан, Нелькан, Нигали, В. Эльга, Кононний, Джана). 1967, № 012382.
27. КАРСАКОВ Л. П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Становая. Лист N-52-XI. 1970, № 0501.
28. ЛЕВЧЕНКО В. А., РАКОВ Н. А. Геологическое строение бассейнов рек Джаны, Немеридана и Мад (Полонинной). 1954, № 04462.
29. МАЙЕРАНОВ В. С. Отчет о результатах правительственной комиссии масштаба 1:1 000 000, проведенной в бассейнах рек Мад (Алданская) - Уда Приохотской партий в 1965-1966 гг. 1966, № 012025.
30. ОРЛОВ В. И., ДЕНИКОВ С. В. Отчет о результатах геолого-поисковых работ на рудные и россыпное золото в бассейнах рек Кононний, Чеборан, Лянгу, Нижне-Майская партии. 1965, № 012018.
31. ФРОЛОВ Ф. С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Ульская. Лист N-53-XIV. 1967, № 0325.
32. ХЕРТУИМОВА Е. Г., ДАВЫДОВ В. А., МОРАЛЕВ В. М. Отчет по аэромагнитным работам, проведенным в восточной части Алданского шита (Алданская экспедиция № 2 ВЛТА). 1957, № 05971.
33. ЧЕНЫЛИН В. Е., ОРЛОВ В. И., СИЛОВ В. Ф., ШАРОВ Л. А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Улькан и Улькан-на. 1969, № 013421.
34. ЧЕРНЯВСКИЙ В. И., КАРАУЛОВ В. В. Геология, подземные воды и полезные ископаемые западного и северо-западного побережья Ульканской губы. Лист N-53-X. 1961, № 08960.
35. ШАЛОЧКА И. И. Отчет о результатах работ Амгуньской партии за 1958-1960 гг. 1961, № 09666.
36. ШЕРШИН В. И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Ульская. Лист N-53-XV. 1966, № 0332.

^х) Работы, для которых не указано место хранения, находятся в фондах ДВНЦ.

П р и л о ж е н и е

Список

проявленные подземных ископаемых, показанных на листе М-53-IX карты подземных ископаемых М-Оа Т:200 000

Индекс Клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) проявлений	Ссылка на литературу (номера по списку литературы)	Примечание
I	2	3	4	5
Ш-2	3	Медь Правобережье р.Немерикан	25	В коренном залежении кварцевые жилы (1-3 см) в плазах верхнего протерозоя, содержащие пластинки самородной меди размером до 1ххх/см
Ш-2	1	Правобережье р.Немерикан	25	В коренном залежении трихинитовые известняки на контакте с ливазом с содержанием меди 0,03-0,5%.
П-4	1	Левобережье р.Чюпко	25	В коренном залежении кварцевые жилы с содержанием меди 0,05-1,68%.
П-2	1	Правобережье р.Мурин-Онкон	25	В коренном залежении кварцевая жила с содержанием меди 0,1%.
Ш-2	1	Свинцов Правобережье р.Немерикан	25	В коренном залежении трихинитовые известняки на контакте с ливазом с содержанием свинца 0,01-0,5%.
П-4	1	Цинк Рассейн р.Вирани	25	Шлиховой ореол
Ш-2	2	Ртуть Правобережье р.Немерикан	25	В дельте среди окварцованных известняков верхнего протерозоя рудные тела с содержанием ртути до 0,03% см

74

1	2	3	4	5
Ш-3	4	Среднее течение р.Немерикан	25	Шлиховой ореол
П-3	1	Среднее течение р.Мурин-Онкон	25	Шлиховой ореол
П-4	2	Рассейн р.Верх. Диктанди	25	В дельте обломки жильного кварца с содержанием золота 0,01-0,03 г/т
П-3	1	Среднее течение р.Мурин-Онкон	25	Шлиховой ореол
П-4	2	Рассейн р.Верх. Диктанди	25	То же

Редактор Т. И. Матис
Технический редактор Н. В. Павловская
Корректор Н. А. Судюкина

Одано в печать 16/Х-1978 г. Подписано к печати 9/Х-1978 г.
Тираж 149 Формат 60х90/14 Уч.-изд. л. 5,4 Заказ 0305
Ленинградская картография
объединения "Аэрогеология"

75