

Министерство геологии СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА СССР

Масштаб 1:200 000

Серия Становая

Лист М-52-ХУШ

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составил В.Ф.Сидов

Редактор Ш.А.Альбов

Утверждено Научно-редакционным советом ВСГТИ
12 октября 1972 г., протокол № 20

Москва 1981

С о д е р ж а н и е

	Стр
Введение	3
Геологическая изученность	5
Стратиграфия	9
Интрузивные образования	31
Тектоника	47
Геоморфология	55
Полезные ископаемые	59
Подземные воды	72
Оценка перспектив района	75
Литература	79
Список непромышленных месторождений	83
Список продолжений полезных ископаемых	84

Редактор Т. И. Матис
Технический редактор С. К. Леонова
Корректор Р. Я. Синева

Сдано в печать 9/IV-1981 г. Подписано к печати 2/IV-1981 г.
Тир. 198. формат 60x90/16 Уч. изд. л. 5,7 Заказ 0130

Ленинградская картография

В В Е Д Е Н И Е

Территория листа N-52-ХIII ограничена координатами 54°00'-54°40' с.ш. и 181°00'-182°00' в.д. Она охватывает бассейн верхнего течения р. Уды и частично входит в состав Турро-Чу-Манского района Хабаровского края и Зейского района Амурской области. Граница между районами проходит по осевой линии хр. Джугдур. Хребет Джугдур и его отроги занимают всю северную часть территории, представляющую собой средневысотную горную область с абсолютными отметками вершин от 1000 до 1427 м и относительными превышениями 300-600 м. Здесь развиты резко очерченные, иногда голцовые вершины и грёсны водоразделов, крутые, нередко покрываемые крупноглибовыми незакрепленными осыпями, склоны.

В центральной части района рельеф заметно выглаживается и переходит в низкотеррасный с максимальными отметками над уровнем моря 900-1000 м; относительные превышения уменьшаются до 200-300 м. Вершины гор на этом участке куполовидные или столбовидные. Водоразделы имеют сравнительно мягкие стлаженные формы и меньше (до 20°) крутую склонов. В низовьях Уджана и Уджана низкотеррасно-послоенно сменяется пологими узлами с абсолютными отметками 320-550 м и относительными превышениями 50-150 м. Для узлов характерны широкие плоские водоразделы и очень пологие склоны, узлы плавно соединяются с дельтами речных долин. Правобережье Уды представляет собой сильно заболоченную неравномерно заболоченную труднопроходимую равнину с большим количеством озёр.

В южной части района почти в широтном направлении протекает р. Уда. Это довольно крупная полноводная река, ширина русла которой колеблется от 60 до 150 м, в глубина - от 0,5-1,5 м на перекатах до 3-4 м на плесах. Река течёт в широкую долину, часто

образует мандры, протекает на пролом, раздельные островки. Наблюдая крупный приток Уды в районе является Удхки - типичная торная река со ступенчатым проломным профилем, быстрый течением и большим количеством перепадов. Ширина русла реки непостоянна (от 30 до 100 м), глубина колеблется от 0,5-1 м на перепадах до 2-3 м на плесах. Все остальные реки, исключая небольшие правые притоки Уды, также носят горный характер, отличаются бурным течением, многочисленными перепадами и значительными перепадами высот дна долины. Ширина русла этих рек редко превышает 20 м, глубина на перепадах достигает 0,3-0,4 м, на плесах увеличивается в несколько раз. Большинство рек легко проходимы вброд, но после затяжных дождей вода в них сильно поднимается (до 3-4 м) и даже небольшие ручьи становятся опасными для переправы. Спав воды прокоходит в течение 2-3 дней.

В долинах Уды и Удхкина встречаются эрозийные и термокарстовые озера длиной от 100 до 800 м, при ширине до 100 м. Связаны они о глубине озер нет.

Для района характерен муссонный климат умеренных широт. Зима суровая, морозная, с ясной сухой погодой. Средняя температура января - 27° X. Весна наступает в апреле. В начале мая становится свет и вскрываются реки. Самыми теплыми месяцами являются июль и август (среднемесячная температура +14,5°). В конце сентября выпадает снег. Во второй половине октября замерзает река и озера. Среднегодовая температура воздуха равна -6,2°, что обусловливает широкое развитие многолетней мерзлоты. На склонах северной экспозиции даже в конце лета верхняя граница ее фиксируется непосредственно под почвенно-растительным слоем. Мощность деятельного слоя на южных склонах достигает 1,5-3 м.

Годовое количество осадков колеблется в пределах 570-700 мм, причем 50% их выпадает в летнее время. Климатические особенности района позволяют проводить полевые работы с начала июня по конец сентября.

Растительность типична для зоны тайги. В горной части района широко распространены лиственные леса, которые могут служить надежным источником получения дегтярной древесины. На склонах увалов и высоких речных террасах в южной части территории, среди лиственных лесов, встречаются сосновые боры. В до-

линах рек преобладают лиственные и смешанные леса из ивы, тополя, березы, лиственницы, пихты и ели. На вершинах и склонах водоразделов густе заросли карликового стланника, ерника, ольхи и рододендрона образуют труднопроходимые заросли. На отдельных участках (междуречье Тулькчан-Мукунга, Балгалчан-Удхкин и др.) заросле леса уничтожены пожарами. Горельники густо поросли молодой березой и другими древесными породами. Проходимость на этих участках, особенно для выюных животных, крайне затруднена.

Расширяющийся район совершенно не населен и экономически не освоен. Ближайшие населенные пункты - поселки Экимчан и Удское расположены соответственно в 140 и 170 км юго-восточнее границ территории. Связь с внешним миром осуществляется вертолетом через пос. Экимчан, который связан рейсовыми авиалиниями с Хабаровском и г. Свободный, расположенном на Транссибирской магистрали.

Хорошими посадочными площадками для вертолетов внутри района являются песчано-галечниковые косы по Уде и Удхкину, а также в приустьевой части их крупных притоков. По р. Уде и в нижнем течении Удхкина возможно движение моторных лодок. При проведении полевых работ грузоперевозки осуществлялись выюными оленями по старым заброшенным либо звериным тропам, имеющимся в долинах почти всех рек и крупных ручьев.

Обнаженность района очень неравномерная, но в общем удовлетворительная. Неполные разрез архейских, протерозойских и нижнемеловых образований имеются в береговых обнажениях рек Уды, Удхкина, Удхкан и Кукур. Относительно часто разобщенные коренные выходы горных пород встречаются в северной, горной части района. На юге, в области развития ступенчатого рельефа, они крайне редки и геологическое картирование приходится вести по эвразийским и ледниковым обломкам, для вскрытия которых в большинстве случаев необходимо проводить копанья.

Г Е О Л О Г И Ч Е С К А Я И З У Ч Е Н И Я

Долгое время представления о геологическом строении района базировались на материалах Н.С. Меглицкого [11], который первым посетил бассейн Уды в 1850-1851 гг.

Впоследствии, вплоть до 50-х годов нашего столетия, исследования в пределах района были направлены главным образом на по-

х) Метеорологические сведения приводятся по данным метеостанции пос. Удское.

иски месторождений россиинского золота. В 1909-1912 гг. К.В. Прохов-ских [23] в альпийских отложениях некоторых притоков Удхына и Чогара было установлено золото. В 1930-1931 гг. В.И. Серпуховым [32] в системе этих же рек были выявлены золоторосные россыпи. Происхождение золота В.И. Серпухов связывал с насильственными кварцевыми хлоритовыми и серпигитовыми сланцами, эпидиозитами и другими породами, образовавшимися при изменении гнейсов. Работы в районе в 1941-1942 гг. продолжил В.В. Фролов [33, 34]. Однако за все это время столько-нибудь значительных в промышленном отношении объектов не было выявлено. Не увенчался успехом и поиски, проведенные в 1966 г. В.Н. Кумельманом [27].

Региональные геологические исследования начались в 1936 г. когда П.С. Бернштейн [18] провел геологическое картирование масштаба 1:200 000 непосредственно к востоку от описываемой территории. П.С. Бернштейн, исходя из степени метаморфизма, впервые расценил метаморфические образования на архейские, раннепротерозойские и нижнемеловые. Среди интрузивных образований выделялись протерозойские, ранне-среднемеловые и позднемеловые зойские интрузивы.

Из региональных работ, выполненных к началу геологического картирования района, очень важное значение для понимания геологии зоны Становика-Джугжура в целом и расчленения района в частности имеют труды Д.С. Коржинского [6, 7, 8], В.К. Дзезановского [3, 4], В.Н. Мохкина [12, 28, 29] и Н.Г. Студникова [16, 17].

Д.С. Коржинский заложил основы стратиграфии и петрологии архей Алданского шита и в целом довольно правильно определил структурное положение геологических образований хр. Станового. Он впервые установил различие между гнейсовыми комплексами этих районов, считая при этом, что гнейсы хр. Станового - это архейские породы окраины Алданского шита, переработанные древнеэтановой орогенной и интрузивной древнеэтановой гранитной. В.К. Дзезановский предложил выделить метаморфические образования хр. Станового в самостоятельный (становой) комплекс нижнепротерозойского возраста, обрамляющий с юга Алданский шит.

В 1952-1955 гг. в бассейнах Удхына, Маи и других районах восточной части хр. Станового и в хр. Джугжура геологическую съемку масштаба 1:1 000 000 провел В.Н. Мохкин. На основании собственных наблюдений и обследования материалов других геологов им было обосновано до разделения докамбрийских образований на архейские (алданский комплекс), сланистые впа-восточную часть Алданского шита, и нижнепротерозойские (становой комплекс), являющиеся его

древней складчатой обрамлением. Довольно детально была также разобрана последовательность формирования интрузивных образований. В целом, исследования В.Н. Мохкина сыграли значительную роль в деле понимания геологии и металлогении восточной части Становика-Джугжура. Все последующие более детальные работы базировались на этих исследованиях, дополнили и уточнили отдельные положения по стратиграфии, металлогению и тектонике района.

Н.Г. Студников на основе изучения полиметаморфизма в западной части зоны Становика-Джугжура обосновал выделение среди раннепротерозойских образований выстулов (глыб) архейского фундамента, переработанных в процессе раннепротерозойской складчатости и метаморфизма.

Выше, при характеристике региональных исследований, речь шла преимущественно о докамбрийских образованиях. Однако параллельно изучались и более молодые мезозойские формации. Уже в отчете В.И. Серпухова [32] есть указание на наличие в приподнятой части р. Уди тощи конгломератов и песчанников с маломощными прослойками каменного угля и многочисленными остатками флоры, сходной, по В.И. Серпухову, с флорой Приморья. Более подробно эти пресловутые-континентальные образования описаны В.Н. Мохкиным [28], который в целом правильно поместил характер распределения флоры этих отложений и собрал в них нижнемеловую флору. Среди мезозойских интрузив В.Н. Мохкин различал позднеюрские гранитоиды Уского комплекса и позднемеловые лейкограниты.

Большое внимание стратиграфии, металлогению и тектонике мезозойских образований восточной части Становой зоны уделял в своих работах Л.И. Кравецкий [9]. Эпифизия левобережья Уди он объединил в единый комплекс, в низах которой была найдена позднеюрская-раннезеленовая флора. Интрузивы Уского комплекса считались раннемеловыми. Формирование их связывалось с мезозойской (раннемеловой) тектоно-метаморфической активизацией жестких сооружений зоны Становика-Джугжура.

В последнее время полистное геологическое картирование масштаба 1:200 000 в восточной части зоны Становика-Джугжура проводил Дальневосточное геологическое управление. Большим коллективом геологов (Л.Л. Каряков, А.Ф. Васильев, С.М. Братинский, Б.Л. Толзев и др.) получен новый материал по геологии этой зоны, который полностью учтен при составлении принципиальных карт и обобщающей карты.

Геологическое картирование площади листа проведено автором в 1966 г. и В.А.Бучинским в 1967 и 1968 гг. При составлении геологической карты и карты полезных ископаемых, кроме материалов предшествующих, использованы аэроматричные и аэрофотометрические карты масштаба 1:100 000 и 1:200 000 [15,24], результаты гравиметрической съемки масштаба 1:200 000, проведенной В.Н.Земляновым и Л.П.Дураникиным в 1965 г. [25]. На всю площадь имелись аэрофотоснимки масштаба 1:25 000, фотограммы и репродукции нацифрованного материала. Детальность геологических объектов на большей части территории низкая и только на дне, где распространены отложения нижнего мела, — средняя и хорошая (рис. 1).

В составлении карты, помимо автора записки, принимали участие В.Е.Чепигина, В.А.Бучинский, В.Ф.Орлов и В.И.Макаев. Все аналитические работы проведены в лабораториях Коммунистической геологической экспедиции ДВГУ; спектральные — А.И.Чернышова и А.И.Журовой; химические — Л.С.Жуковой, А.П.Михайловой, А.Д.Зяблостовой; палинологические — И.В.Мамонтовой, Л.Д.Казачкиной и П.И.Витчиной. Определенные флоры выполнены палеоботаником М.М.Кожаным.

Геологическая карта листа N-52-XIII полностью увязана с подготовленными к изданию геологическими картами смежных с севером и югом территорий. Но она не увязана с картой, составленной С.М.Брагинским [20], для соседнего с востоком района (лист N-53-XIII). На этой карте интрузии основных и ультраосновных пород показаны раннепротерозойской. В настоящее время получены данные об их возрасте в районе образования. Кроме того, на карте листа N-52-XIII окононская свита расчленена на три подбиты, причем нижняя и средняя подбиты по своему объему соответствуют нижней и верхней подбитям, по С.М.Брагинскому. Слой, выделенный на карте листа N-52-XIII в качестве верхней подбиты, к востоку от него не распространяется.

Микроклиновые граниты и граносyenиты (У, Р, А, ?) на которые наложен кремне-кварцевый метасоматоз, С.М.Брагинский считал предположительно палеозойскими. На карте листа N-52-XIII они условно связываются с заключительными этапами раннепротерозойского тектонеза, как это принято в настоящее время [26].

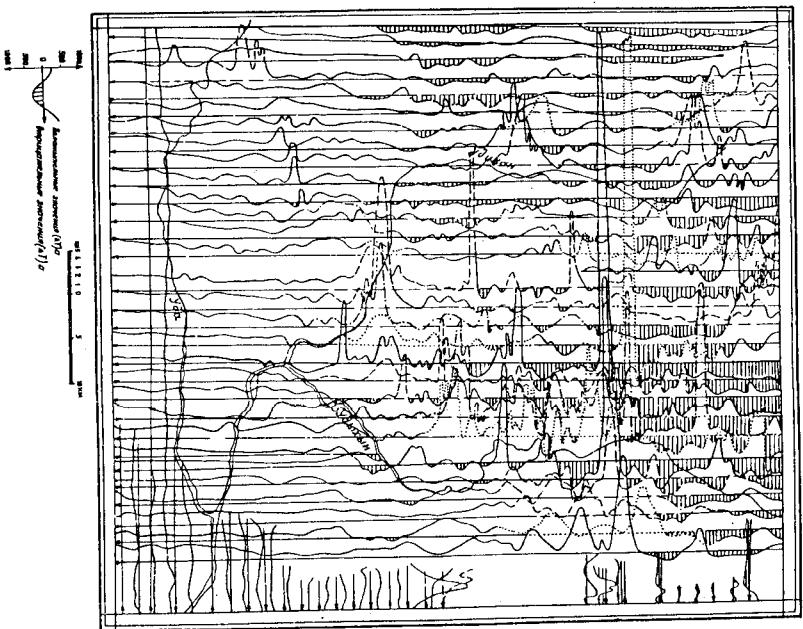


Рис. 1. Карта графиков ΔТ листа N-52-XIII м-08 1:50 000

СТРАТИГРАФИЯ
АРТЕЗИАНСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ (АР)

В бассейне Эльга и Мурьин, а также в небольших тектонических блоках и останцах кровли раннепротерозойских и мезозойских интрузий в бассейне Уликан и в междуречье Уда-Яконга распространены неравномерно расчлененные и дифференцированные метаморфические породы, в которых на отдельных участках сохранились реликтовые парагенетические ассоциации минералов, свойственные

гранулитовой фации метаморфизма. К этим породам причислены многие численно согласные тела и жилы аляскитовых гранитов, подобных ультраметаморфическим архейским гранитам для Аляскинского щита. По степени пермичного метаморфизма и характеру ультраметаморфических преобразований диэфторированные породы сходны с образованными Аляскинского комплекса.

В бассейне Улькина и Чочара, в зоне раннепротерозойского складчатого обрамления Аляскинского щита, метаморфические образования гранулитовой фации и их диэфторированные варианты слагают выступ архейского фундамента - Чочарское глыбовое поднятие. Занятая часть поднятия в пределах рассматриваемого района сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-роговообманковыми, дву-слюдяными и гранат-двуслюдяными гнейсами, рогово-обманковыми, биотит-роговообманковыми, иногда гранатосодержащими, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Все эти породы в данном случае, представляют собой конечные продукты дифференциации архейских образований, пермичная природа которых в большинстве случаев остается неясной. В местах, где стелены изменения пород несколько слабее, среди диэфторитов встречаются реликты архейского субстрата: пироксен-роговообманковые, двулиноксеновые, гиперстен-гранат-роговообманковые, иногда с силлиманитом, гнейсы и кристаллические сланцы. Среди измененных и неизмененных пород встречаются магноциловые, среди измененных и неизмененных пород встречаются магноциловые, мономинеральные и мусковитовые кварциты.

Изучение диэфторированных пород архая сопряжено с определенными трудностями, так как не только отдельные образцы, но даже целые папки пород местами похожи на раннепротерозойские гнейсы и кристаллические сланцы, а недифференцированные породы гранулитовой фации или диэфториты, в которых еще сохранились признаки первичных пород, встречаются сравнительно редко. Поэтому не исключено, что среди архейских пород, особенно в крупных частях Чочарского глыбового поднятия, в отдельных тектонических блоках присутствуют раннепротерозойские образования.

Разрез архейских пород, составленный по правому притоку р. Муриля, выглядит следующим образом^{х)}:

I. Кристаллические сланцы биотит-роговообманковые, грубополосчатые, пологойно индифференцированные розовато-серыми аляскитовыми гранитами; участ-

х) Здесь и далее разрез почтенергичных образований приводятся снизу вверх, мощность дается в метрах.

камни породы линзовидно рассланцованы и пререзаны в очковые хлорит-амфиболовые сланцы	350
2. Гнейсы роговообманковые и биотит-роговообманковые, индифференцированные жилами аляскитовых гранитов	70
3. Гнейсы роговообманковые, гранитизированные, катаклазированные	140
4. Реликты аляскитовые, порфириобластические со складчатими гранитизированных роговообманковых гнейсов	70
5. Гнейсы биотитовые, гранитизированные, иногда гранатосодержащие, тонкополосчатые	60
6. Гнейсы и кристаллические сланцы роговообманковые, участками рассланцованные и хлоритизированные; вверху прослой (0,5 м) тремолитовых кальцифилов	200
7. Реликты аляскитовые, порфириобластические с коенолитами гранитизированных гранат-биотитовых гнейсов	160
8. Перслагивание биотитовых, роговообманково-биотитовых, иногда с реликтами клинопироксена и гранатосодержащих роговообманковых гнейсов	90
9. Кальцифиры пологосчатые	10
10. Гнейсы биотитовые и гранат-биотитовые, тонкополосчатые, с прослойками (0,2-0,4 м) роговообманковых кристаллических сланцев	180

Мощность всего разреза без учета гранитов 1130 м.

С этим разрезом не сопоставляются разрезы, изученные по р. Улькину и в низовьях р. Эльва [37], что обусловлено не только неравномерным дифференцированием пород, но и, по-видимому, общим изменением состава архейской толщи, которое происходит следующим образом. В восточной части территории, в бассейнах Тулькинана и Утаныха (Чо-тарский), доминируют кристаллические сланцы и гнейсы основного состава. Севернее, в бассейне р. Муриля, среди них появляются биотитовые и гранатосодержащие гнейсы, а еще дальше к северо-западу, по р. Улькину в составе толщи уже преобладают глинистые гнейсы. Возможно, что такая изменчивость определяется блоковой тектоникой: в разных блоках наблюдаются различные стратиграфические уровни и толщи.

Общая мощность архейских образований 2500 м.

По текстурно-структурным особенностям и составу пород архея можно разделить на две группы. Первая группа - это неподлинность диэфторированные породы, содержащие реликты минералов гранулитовой фации, вторая группа - структурно переработанные породы, в которых реликты минералов гранулитовой фации не определяются (собственно диэфториты).

Породы первой группы сохранились на отдельных участках среди диэфторитов. Хотя они испытали катаклиз и некоторые минеральные преобразования, все же довольно полно характеризуют первичный состав архейских пород. Пироксен-роговообманковые, гиперстен-роговообманковые и двупироксен-роговообманковые гнейсы - мелко-среднезернистые буровато-серые, серые с коричневыми оттенком и зеленовато-бурые туфово- и нечетко полосчатые породы, состоящие из плагиоклаза (20-40%), кварца (10-30%), микроклина (35-50%), эпидиота (0-10%), гиперстена (0-5%), бурой и синеватой (развивающейся по пироксену) роговой обманки (5-15%). С этими породами по степеними взаимопереходами связаны роговообманковые гнейсы, выделенные, по-видимому, продуктом диэфторитовых преобразований пироксеновых гнейсов. Состав и содержание силикатных минералов в роговообманковых гнейсах аналогичны вышеописанным породам, но количество зеленовато-бурой роговой обманки составляет 15-30%. Она образует первичные, вытянутые по гнейсовидности зерна с многочисленными включениями рудного минерала, апатита, плагиоклаза и кварца.

Пироксен-роговообманковые, пироксен-гранат-роговообманковые и роговообманковые кристаллические сланцы от соответствующих им по названию гнейсов отличаются более мелкокрятым обликном и пониженным (обычно до 5%) содержанием кварца.

Биотитовые, гранат-биотитовые, роговообманково-биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы по текстурно-структурным признакам близки к породам основного состава, но имеют более светлые тона окраски. Они состоят из плагиоклаза Ж 24-38 (35-60%), кварца (10-30%), микроклина (5-10%), роговой обманки (0-25%), биотита (5-15%). В гранатосодержащих разновидях присутствует (до 10%) красно-бурый гранат.

Ко второй группе относятся породы, преобразованные в условиях метаморфизма. Для них характерна полная или частичная перестройка первичных структур, реликты которых завушеваны более поздним биотитом, в значительной мере полностью замещены неометаморфическими. Для диэфторитов, независимо от их минерального состава, примечательны расщепление и раздвоение; отко-

пание, стелелуччатые, волнисто-сланцеватые (от промывки до уловы-тых) текстуры. Ниже приводится минеральный состав основных типов пород этой группы. Биотитовые гнейсы - мелко- и неравнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (50-70%), микроклина (5-15%), кварца (10-15%), биотита (5-15%) и акцессорных минералов - циркона, апатита, ортага и сфена (суммарно 2-3%). В гранат-биотитовых разновидях присутствует розовый гранат (до 10%). В двупироксеновых гнейсах содержание плагиоклаза уменьшается до 40-60%, количество биотита и мусковита не превышает 15%. Роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы сложены плагиоклазом (45-60%), микроклином (10-20%), кварцем (10-15%), роговой обманкой (5-15%) и биотитом (0-5%). Кристаллические сланцы весьма разнообразны по составу. У всех состав лейкократовой части пород довольно постоянен: плагиоклаз (40-45%) и кварц (до 5%). В зависимости от содержания темнопигментных минералов различаются роговообманковые (50% амфибола), эпидиот-роговообманковые (30% амфибола и до 20% эпидиота), биотит-роговообманковые (5-10% биотита и 20-25% амфибола) и при полном отсутствии роговой обманки - биотитовые и эпидиот-биотитовые кристаллические сланцы. Амфиболиты темно-серые, зеленовато-серые, иногда черные породы. Сложные роговой обманкой (60-80%), плагиоклазом (10-15%), во всега присутствуют биотит (до 5%), кварц (до 5-8%), эпидиот (до 10%) и единичные зерна граната и лейкоксена.

Состав и структурные особенности измененных архейских пород свидетельствуют о том, что они в основном являются полиметаморфическими образованиями. Первичный метаморфизм характеризуется парагенетическими ассоциациями гранулитовой фации: плагиоклаз-диопсид-гиперстен-роговая обманка-гранат, гранат-бурый биотит-плагиоклаз. В породах килото состава в эти ассоциации входят также кварц и микроклин. Главными минералами, определяющими принадлежность пород к гранулитовой фации, являются гиперстен, бурый роговая обманка и гранат с высоким содержанием пироба [20].

В диэфторитах устанавливаются такие минеральные ассоциации: биотит-гранат-роговая обманка-плагиоклаз-кварц (эпидиот) и гранат-биотит-мусковит-плагиоклаз-кварц, что соответствует амфиболитовой фации метаморфизма. Кроме того, в них замечаются парагенетические ассоциации эпидиот-амфиболитовой фации: олигоклаз-голубовато-зеленый амфибол-эпидиот-кварц, олигоклаз-эпидиот-кварц и олигоклаз-биотит-мусковит-кварц.

Прямых данных о возрасте пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, и их диэфторированных разновидей нет. В пределах Чо-

гварского глыбового подпята диефториты амфиболитовой фации, среди которых сохранились реликты исходных пород, распространены достаточно широко [20, 21, 22]. Как известно, в амфиболитовой фации метаморфизованы образования нижнепротерозойского стенового комплекса, образовавшие это подпятие. Кроме того, в краевых частях Чотарской глыбы на пороги повсеместно наложена сланцеватость, ориентированная согласно с направлением складчатых структур нижнепротерозойских свит. В связи с этим предполагается, что структурные и диефторитовые преобразования пород Чотарского глыбового подпятия связаны с раннепротерозойской складчатостью и являются с метаморфизмом стенового комплекса, что может свидетельствовать о более древнем (архейском) возрасте образованных Чотарской глыбы по сравнению со стеновым комплексом. На архейский возраст метаморфических образований гранулитовой фации могут также указывать задегающие голцы среди них палингенные элюкитовые граниты, очень близкие архейским ультраметаморфическим элюкитовым гранитам для Алданского шита.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

В западной части территории распространены гнейсы и кристаллические сланцы, протрескано метаморфизованные в амфиболитовой фации. Эти образования по составу, структурному положению, материнству, степени и характеру метаморфизма отличны от архейских пород Чотарского глыбового подпятия и близки породам стенового комплекса, широко развитого в западной и центральной частях зоны Становика-Джурджура. По составу и положению в разрезе метаморфическое образование амфиболитовой фации расчленены на четыре свиты: нерундлинскую, некритскую, тьяксскую и джигдалинскую. Три нижние свиты выделены на соседней с севером территории [26], откуда непосредственно проследываются в район.

Нерундлинская свита

Н и ж н и я п о д с в и т а (P₁, n₁) сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-роговообманковыми, гранат-роговообманково-сиенитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, ам-

фиболитами, дуэсидлинными гнейсами, их гравитосодержащими разновидностями, редко высокоглиноземистыми дуэсидлинно-силлиманитовыми гнейсами с линзами мраморов, кальцифиоров, мусковитовых и полевшпатовых кварцитов. Эти образования распространены в междуречье Эльга-Кур, в среднем течении р. Уликан и в бассейне р. Арги.

С архейскими образованиями пороги подпятия повсеместно граничат по тектоническому контакту, поэтому низы разреза неизвестны. Наиболее поздно сохранившаяся часть подпятия вскрыывается в разломах обнажениях рек Кукур и Нерунда, здесь задегают:

1. Переслаиваемые биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и амфиболиты, в нижней части с прослоями до I м гранат-роговообманковых кристаллических сланцев 275
2. Кристаллические сланцы биотит-роговообманковые, меланократовые с прослоями амфиболитов 1100
3. Кристаллические сланцы биотит-роговообманковые, элиот-роговообманковые и гнейсы гранат-сиенитовые, дуэсидлинные с прослоями и линзами гранат-амфибол-сиенитовых кварцитов, амфиболитов 380
4. Кристаллические сланцы элиот-роговообманково-сиенитовые с прослоями биотит-роговообманковых разновидностей 100
5. Кристаллические сланцы сиотит-роговообманковые, меланократовые, плитчатые 250
6. Гнейсы сиотит-роговообманковые 100
7. Кристаллические сланцы сиотит-роговообманковые, с прослоями биотитовых и дуэсидлинных кристаллических сланцев и амфиболитов 300
8. Переслаиваемые сиотит-роговообманковых кристаллических сланцев и гнейсов 375
9. Кристаллические сланцы биотит-роговообманковые с прослоями гранат-биотит-роговообманковых гнейсов 175
10. Гнейсы сиотит-роговообманковые, выишу с прослоями гранат-роговообманково-сиотитовых гнейсов 325
- II. Гнейсы гранат-роговообманково-биотитовые 75

12. Гнейсы биотит-роговообманковые, сверху - прослойки гранит-биотит-роговообманковых гнейсов	200
13. Переделанные биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и гранит-биотит-роговообманковые гнейсы	200
14. Гнейсы гранит-роговообманково-биотитовые с прослоями роговообманково-биотитовых гнейсов	150
15. Кристаллические сланцы биотит-роговообманковые с прослоями карбонатных пород	225
Мощность всего разреза 4280 м.	

На других участках распространены преимущественно средняя и верхняя части подъянты. В отличие от приведенного разреза, в верхних подъянтах возрастает количество глиноземистых тонкопородчатых гнейсов. Содержание амфиболитов в разрезе и по простиранию заметно не меняется. В отдельных местах (бассейн р. Злыга) они складчат до 10-15% объема верхней части подъянты.

Полная величина мощности подъянты оценивается в 4500 м. В е р х н я я п о д я н т а (р . л и т) в виде подъянты шириной около 6 км из верховьев р. Злыга через верховья Удника проследивается в бассейне р. Арги. Она сложена биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми, реже биотитовыми гнейсами, их правтосохраненными разновидностями, амфиболитами, эпидиот-биотитовыми гнейсами и отличается от нижней подъянты более меланократовым составом гнейсов, незначительным распространением амфиболитов, полным отсутствием карбонатных пород и кварцитов. Высокоглиноземистые силлиманитосодержащие гнейсы для нее также не характерны. Трещины между подъянтами обычно нечеткая и проводится по поверхности мезо- и меланократовых средневершинных биотит-роговообманковых гнейсов и исчезновению тонкопородчатых биотитовых и гранит-биотитовых гнейсов.

Только на левобережье верхнего течения р. Удикан граница между подъянтами четко устанавливается по резкой смене тонкопородчатых биотитовых гнейсов грубозернистыми эпидиот-биотит-роговообманковыми гнейсами. Здесь составлен следующий разрез подъянты:

эпидиот-роговообманково-биотитовые, грубопородчатые, среднезернистые, на отдельных участках гранитизированные	1000-1100
---	-----------

2. Грубое переделанные мезократовых средневершинных биотит-роговообманковых и роговообманково-биотитовых гнейсов, внизу редкие прослои (до 5 м) биотитовых и гранит-биотит-роговообманковых гнейсов	600
3. Гнейсы гранитизированные, биотитовые, реже роговообманково-биотитовые, в основании пачки - линзы амфиболитов	225
4. Гнейсы мезо- и меланократовые биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые	100
5. Гнейсы роговообманково-биотитовые и биотитовые	175
6. Гнейсы роговообманково-биотитовые мезократовые, тонкопородчатые	220
7. Гнейсы биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые серые, средне- и грубопородчатые с редкими прослоями (до 10 м) гранит-биотит-роговообманковых и биотитовых гнейсов	450
Мощность всего разреза 2770-2870 м.	

Самые верхние подъянты мощностью около 800 м, не вошедшие в этот разрез, характеризуются чередованием тонко- и грубопородчатых роговообманково-биотитовых и биотит-роговообманковых, часто правтосохраненных, гнейсов, с подчиненными прослоями биотитовых гнейсов, редко линзами амфиболитов.

По простиранию состав подъянты достаточно устойчив. Особенно характерна пачка эпидиот-биотит-роговообманковых и эпидиот-роговообманково-биотитовых гнейсов, которая к востоку от р. Удикан почти повсеместно отмечается в низах подъянты. Мощности верхней подъянты на рудинской свиты достигает 3000 м.

Некритская свита (р. лк)

Эта свита установлена на ограниченной площади в истоках р. Злыга, верховьях Удикана и в бассейне р. Утаных. Она представлена роговообманковыми, биотит-роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, амфиболитами редкими (преимущественно в верхах) прослоями и маломощными пачками биотитовых, иногда правтосохраненных гнейсов.

На нижележащих образований недрпоская свита залегает согласно. Граница между ними устанавливается сравнительно четко и проводится по начаву преобладания в разрезе монотонных тонко поросчатых мелко- и среднезернистых биотит-роговообманковых и роговообманково-биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов. Этими породами сложена почти вся нижняя половина разреза свиты. Верхняя часть свиты отличается более пестрым составом, что хорошо видно в верховьях р. Утвях, где залегает:

I. Гнейсы биотитовые и роговообманково-биотитовые, мелко- и мезократовые, тонкопоросчатые 200

2. Гнейсы гранат-биотитовые, мезократовые 20

3. Гнейсы биотитовые, реже роговообманково-биотитовые, тонкопоросчатые; длины амфиболитов 70

4. Гнейсы роговообманковые и биотит-роговообманковые, мезо- и мезанократовые, тонкопоросчатые 100

5. Переслаивание роговообманковых, биотит-роговообманковых и роговообманково-биотитовых гнейсов; длины амфиболитов; в нижней части папки прослой (до 2 м) биотитовых гнейсов 70

6. Гнейсы роговообманковые, тонкопоросчатые 85

7. Гнейсы гранат-биотитовые, гранат-роговообманковые, мезократовые 15

8. Гнейсы гранат-роговообманково-биотитовые, роговообманково-биотитовые тонкопоросчатые 70

Мощность всего разреза 630 м.

Состав свиты повсеместно однообразный. Особенно выдержаны по простиранию ее нижние горизонты. Мощность свиты 2000-2200 м.

Тыжакская свита (РР, т2)

Эта свита распространена на небольшой площади в северной части района, в верховьях р. Утвях. Свита имеет очень пестрый состав, характерно широкое развитие высокоглиноземистых пород. Она сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-роговообманковыми

гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями и линзами дуусидитовых, силлиманитовых, биотит-силлиманитовых, графит-биотит-силлиманитовых, биотит-силлиманит-гранатовых гнейсов, гранатовых амфиболитов, мусковитовых кварцитов и кальцифиров. Нижняя граница тыжакской свиты в нормальном разрезе проводится по первым прослоям высокоглиноземистых силлиманитосодержащих гнейсов. Полный разрез свиты, составленный Л. Д. Карскавым [26] по р. Утвях, следующий:

I. Кристаллические сланцы гранат-силлиманитовые, дуусидитово-гранат-силлиманитовые 30

2. Гнейсы биотит-роговообманковые с прослоями (10-20 м) биотит-роговообманковых кристаллических сланцев 180

3. Кристаллические сланцы биотит-роговообманковые с прослоями (до 15 м) биотит-роговообманковых и биотитовых гнейсов 230

4. Гнейсы биотит-роговообманковые с прослоями (5-80 м) гранатосодержащих разновидностей биотитовых кварцитов и биотит-роговообманковых кристаллических сланцев 175

5. Гнейсы роговообманково-биотитовые редкими прослоями биотит-роговообманковых разновидностей 40

6. Гнейсы биотитовые 80

7. Папка переслаивающихся через 1-10 м гранат-биотит-силлиманитовых, гранат-биотит-роговообманковых кристаллических сланцев, биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов 170

8. Кристаллические сланцы биотит-роговообманковые с редкими прослоями (2-5 м) роговообманково-биотитовых гнейсов и гранат-биотит-роговообманковых кристаллических сланцев 165

9. Гнейсы биотитовые, внизу с прослоями (10-15м) роговообманково-биотитовых разновидностей 150

10. Переслаивание (через 2-10 м) графит-гранат-силлиманитовых, биотит-гранат-силлиманитовых, биотит-роговообманковых кристаллических сланцев и биотитовых гнейсов 100

II. Гнейсы биотитовые с двоякими (до 2 м) мусковитовых кварцитов 110

12. Кристаллические сланцы биотит-рогово-обманковые с мелкозернистыми (0,2 м) линзовидными амфиболитами в верхней части	140
13. Гнейсы роговообманково-биотитовые, переходящие вверх в кристаллические сланцы	315
14. Гнейсы роговообманковые с прослоями гранат-силлиманитовых кристаллических сланцев и гранат-биотитовых гнейсов	100
15. Гнейсы гранат-биотитовые переходящие в средней части с гранат-биотит-силлиманитовыми кристаллическими сланцами	130

Мощность всего разреза 2115 м.
 Сравнительно высокое содержание в составе гнейсов глинозема этих силиманитосодержащих пород достаточно надежно позволяет назвать ее на всей площади распространения.
 Мощность тяжелой свиты достигает 2100-2200 м.

Джигалдинская свита (р. д.)

Свита выделена в северо-западной части территории на площади около 2 км². На этом участке коренные выходы горных пород отсутствуют. Судя по дендривальным образованиям, свита сложена биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми гнейсами, редко встречаются биотит-роговообманковые кристаллические сланцы. Для Джигалдинской свиты совершенно не свойственны гранат- и силлиманитосодержащие породы. Поэтому при картировании гнейсы свиты проводились по исключению этих пород, столь характерных для тяжелой свиты.

Мощность свиты ориентировочно составляет 700-800 м.
 По вещественному составу нижнепротерозойские породы можно разделить на четыре основные группы: 1) глинозема и высокоглинозема гнейсы и кристаллические сланцы; 2) биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и амфиболиты; 3) существенно роговообманковые кристаллические сланцы и амфиболиты; 4) существенно роговообманковые гнейсы. Все эти породы отливается линзовидными или полосчатыми текстурами и бластическими (транслобовыми, лепидобластовыми, нематобластовыми и др.) структурами.

Глинозема и биотитовые, двуслюдяные и гранат-двуслюдяные гнейсы отличаются "ржаво"-коричнево-серой окраской и тонкополос-

чатой текстурой. Они состоят из олигоклаза № 25-28 (30-60%), кварца (25-45%), калиевого полевого шпата (2-15, редко до 35%), плоскокришчатого в красно-оранжевом и красных тонах биотита (5-15%), мусковита (0-13%), силлиманита и иногда графита (до 1%), граната (0-3%) и акцессорных минералов (1%) - циркона, магнетита, апатита, редко ортита и рутила. Высокоглинозема гнейсы-силлиманитовые, гранат-биотит-силлиманитовые, кварц-силлиманитовые, графит-гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы и кристаллические сланцы отличаются от вышеописанных тем, что одним из основных породобразующих минералов в них является силлиманит (в том числе и фибролит), содержание которого достигает 25-50%, на отдельных участках 95-97%.

Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы (вторая группа) имеют серую и зеленовато-серую окраску и следующий состав: олигоклаз № 24-28 (20-40%), калиевый полевой шпат (до 35%; в плагиогнейсах 3-10%), кварц (20-40%), коричневый биотит (1-15%), графит (0-5%).

Биотит-роговообманковые кристаллические сланцы (третья группа) состоят из выделена № 35-40 (40-50%), зеленой и синеватой роговой обманки (20-35%), бурого биотита (4-20%), кварца (не более 5-7%), иногда отмечается гранат (до 2%) и эпидот (до 3%). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом, ортитом, реже монацитом (суммарно 1-2%). Тенио-серые, зеленовато-серые и темно-зеленые обычно труднополосчатые амфиболиты сложены зеленым или синевато-зеленой роговой обманкой (50-70%), плагиоклазом № 30-40 (15-25%) и вторичными минералами (10-30%) - хлоритом, эпидотом, карбонатом и кварцем. При увеличении содержания амфиболитов роговой обманки до 50% и менее они переходят в роговообманковые, а при появлении биотита в биотит-роговообманковые кристаллические сланцы.

Породы четвертой группы - роговообманково-биотитовые, биотит-роговообманковые, роговообманковые гнейсы, плагиогнейсы и их эпидот- и гранатсодержащие разновидности окрашены в серые тона. Это средне- и труднополосчатые породы, сложенные плагиоклазом № 26-32 (35-60%), кварцем (10-40%), калиевым полевым шпатом (1-20%), коричневыми биотитом (0-15%), зеленой или синевато-зеленой роговой обманкой (1-25%), гранатом (0-3%) и эпидотом (0-5%). Часто биотит-роговообманковые, реже роговообманково-биотитовые гнейсы имеют состав плагиогнейсов. Содержание калиевого полевого шпата в них не превышает 5%.

Парагенетические ассоциации минералов (кварц-плагиоклаз-биотит, кварц-плагиоклаз-биотит-мусковит, кварц-плагиоклаз-биотит-

Силлиманит, диалектлаз-обширные роговые обманки-обитит) указывают, что породы метаморфизованы в амфиболитовой фации.

Диаброгитические преобразованные нижнепротерозойские породы, в отличие от архайских, отмечаются только в зонах разломов. Наиболее интенсивно они проявились вдоль Улханского разлома, где среди катаклазированных измененных гнейсов и кристаллических сланцев отмечаются зоны шириной до 0,5 км слюдисто-хлоритовых сланцев-стастомилонитов фации зеленых сланцев.

Метаморфические образования станового комплекса по отношению к архам Алданского шита занимают более высокое стратиграфическое положение [4, 29] и резко отличны от него по характеру метаморфизма и магнетизма. В восточной части Алданского шита в Маймаканской структурно-формационной зоне на эродированных образованиях батолической серии, являющейся аналогом станового комплекса, залегают средне- и верхнепротерозойские осадочные слои [14]. Раннепротерозойский возраст пород станового комплекса подтверждается и данными определения абсолютного возраста. Для западной части хр. Станового различными методами получены цифры 1800±50-2200 млн. лет [2]. В то же время имеются данные, указывающие на возможно позднеархайский возраст пород станового комплекса. В западной части хр. Станового олекинская серия (возрастом аналог станового комплекса) несомненно перекрывает удоканскую серию, возраст которой принимается раннепротерозойским. Кроме того, радио-логический возраст пегматитов, прорывавших удоканскую серию, равен 2870-2420 млн. лет, что позволяет рассмотреть время образования олекинской серии, в соответствии и станового комплекса, в диапазоне 2800-2600 млн. лет, соответствующем позднему архам. В настоящее время верхнеархайским становой комплексу считаются многие исследователи [5].

Верхний отдел дрской системы
нижний отдел медовой
системы нерасчлененные

Дяловская свита (D₃-K₁dt)

Свита объединяет андезиты, дациты, их туфы и лавобрекчии, туфопесчанники, туфоконгломераты, песчанники и алазролиты, оставленные в виде небольших изолированных покровов (междуречья Улхан-Кукур), в тектонических блоках (бассейн р. Мурия, сред-

нее течение р. Улхан) и в виде остатков кровли мезозойских интрузивов (днее устья р. Сатга, водораздел рек Мукурга-Эмгата-Тулдаканд).

Низы свиты наслодились только в междуречьях Улхан-Кукур и в бассейне Мурия, где она залегает на докембрийских образованиях. На лавобережье Мурия в нижней части свиты залегает доволно мощная (300-400 м) пачка вулканоотечно-осадочных пород, которая быстро выклинивается в северном направлении и уже на правобережье этой реки, в такме в междуречьях Улхан-Кукур на подстиляющие породы ложится непосредственно лавы. Эта пачка состоит из последовательности через 10-40 м коричневатого-серых, реже зеленоватого-серых преимущественно среднезернистых туфопесчанников, мелкогадечных туфоконгломератов и туфотравалитов, среди которых залегают пласты мощностью 20-40 м коричневатого-серых андезитов. Для пачки характерна резкая и быстрая фациальная изменчивость, хотя набор пород в целом сохраняется. Выше вулканоотечно-осадочных отложений в бассейне р. Мурия залегают андезиты с редкими мелкошнлыми прослоями дацитов. Мощность этой, существенно эффузивной, части свиты составляет 500-600 м.

Наиболее полно вулканоотечная часть свиты изучена днее в береговых обнажениях р. Улхан, где в тектоническом блоке залегают:

1. Лавобрекчии андезитов и андезиты 100
2. Андезиты зеленоватого-серые, редко песч.-рокрашенные 50
3. Лавобрекчии андезитов, зеленоватого-серые 5
4. Андезиты зеленоватого-серые, коричневатого-серые, преимущественно пироксен-роговообманковые, редко пироксеновые, миндалекаменные 320
5. Алгомерватые туфы андезитов 5
6. Андезиты пироксен-роговообманковые 20
7. Алгомерватые туфы андезитов 2
8. Андезиты пироксен-роговообманковые, зеленавато-серые 15
9. Лавобрекчии андезитов и мелковкряплен-никовые андезиты 10
10. Алгомерватые туфы андезитов 2
- II. Андезиты роговообманковые, миндалекаменные 85
12. Алгомерватые туфы андезитов, пестроокрашенные 3

13. Андезиты пироксен-роговообманковые, серо-лаванного-серые	14
14. Агломеративные туфы андезитов, пестроокрашенные	2
15. Андезиты пироксен-роговообманковые, зеленовато-серые	80

Далее вниз по р. Удэки в обнажениях встречаются дациты, порфириты и их лавобрекчики, туфы и, реже, слепки туфов. Иногда отмечаются маломощные потоки андезитов.

В междуречье Эмбата-Мукунга-Тулкычан распространены светло-серые и серые дациты, реже их туфы. Андезиты встречаются здесь крайне редко.

Таким образом, с севера на юг происходит изменение в составе свиты от андезитов до дацитов. В этом же направлении происходит и раскисление андезитов. Если в северной части района это пироксен-роговообманковые, иногда пироксеновые разновидности, близкие по составу к диабазам, то на юге — плагиоклазовые андезиты. Происходит ли изменение в составе свиты в пределах одного стратиграфического уровня или дациты сжаты более высокие горизонты, неясно, поскольку свита изучена на отдельных разобщенных участках. Полная мощность ее орнаментировано оценивается в 900-1000 м.

По удалению от центров извержения описываемый комплекс пород, согласно классификации Е.Ф. Малеева, относится к промежуточной зоне, для которой характерно совместное нахождение вулканично-осадочных, туфовых и лавовых образований. Вместе с тем, в ряде пунктов установлены образования вулканических жерловин. Последние фиксируются дайкообразными телами андезитов мощностью от 3-4 до 500 м, выходящими пологими каньонами (лавобережье р. Зыге), либо вертикальными и глыбовыми лавобрекчики и другими типичными брекчики, сменяющимися лавами с отчетливо выраженной круглонаклонной (не менее 60°) фидальностью (реки Удэки, Удэкан).

По химическому составу андезиты отличаются от среднего типа, по Делю, несколько повышенным содержанием щелочей, дациты относятся к среднему типу, по Делю (табл. I).

В бассейне Мурилы и по р. Удэки широко распространены хлоритизированные и карбонатизированные, реже отмечаются элиптицициты. В наиболее измененных частях присутствует низкотемпературный кварц. В этом случае породы обычно пиритизированы.

Эффузивы бассейна р. Удэки парадоксальным образом с джелонской свитой, с которой они не только близки по составу и строению, но и распространены в одной зоне. Для легенды Становой серии листов геологической карты, а также на 2-ом Стратиграфическом совещании 1965 г. в г. Владивостоке для джелонской свиты принят позднеберский раннемеловой возраст, что отражено на публичных картах. Однако в настоящее время имеются данные, что джелонская свита скорее всего позднеберская. Непосредственно на территории листа N-52-ХУШ эффузивы порваны раннемеловыми гранитоидами и совместно с ними перекрыты никемеловыми отложениями боконой свиты. Из стратиграфических разрезов джелонской свиты известны остатки ископаемой флоры, характерной для верхней юры [1]. Этот возраст подтверждается и радиогеохимическими определениями, которые для эффузивов лавобережья р. Удэ изменяются от 158 до 188 млн. лет [20, 36].

МЕЛОВАН СИСТЕМА

Н и ж н и о т д е х

Боконая свита

Вдоль долины р. Удэ распространены преоволдино-континентальное отложение, которые по составу, строению и остаткам ископаемой флоры соответствуют боконой свите. По литологическому набору пород или по преобладающим определенным разновидностям их в разрезе свиту можно расчленить на три подсвиты.

Н и ж н я п о д с в и т а (К_у в.к.) в виде полосы шириной 3-8 км от долины р. Тулкычан на востоке, через низовья рек Удэки и Удэкан, проследивается в бассейне Колонана. Для подсвиты характерны разновесернистость, от мелко- до крупновесернистых, полиминеральные песчаники, конгломераты и травертины с маломощными прослоями и линзами алевролитов и углейстых аргиллитов.

Разрез подсвиты составлен в береговых обрывах р. Удэки, где на размытой поверхности раннемеловых дайкообразных гранитов с гравитом (разрез приводится в обобщенном виде):

1. Песчаники полиминеральные, средневесернистость, переслаивающиеся через 0,2-1 м с темно-серыми

аэрированными, внизу прослой травелигов и уг-
листых аргиллитов. В середине папки содержится
осластки *Mastotendoporetis californica* Font et
Ward., *Jacutella amchensis* (Novop.) Samul.,
Piturohröllus ex gr. nordenskiöldii (Neer) Nath.,
Saenoporetis sp. 20

2. Конгломераты мелко- и среднегалеч-
ные с редкими маломощными (до 0,8 м) прослоя-
ми и линзами крупнозернистых песчаников 40

3. Конгломераты мелко- и среднегалечные
с прослоями через 3-4 м средне- и крупнозер-
нистых полимиктовых песчаников мощностью 1-8 м;
внизу пласт (0,8 м) темно-серых алевролитов и
линзочки углистых аргиллитов 65

4. Песчанники полимиктовые, средне- и круп-
нозернистые с прослоями (1-5 м) и линзами мел-
ко- и среднегалечных конгломератов 80

5. Песчанники полимиктовые, среднезерни-
стые, с редкими линзами травелигов и прослоями
темно-серых алевролитов с *Stenlia* sp. 25

6. Песчанники полимиктовые, неравномерно-
зернистые, преимущественно средне- и крупно-
зернистые, серые, желтовато-серые и светло-бу-
рые, с линзами травелигов и прослоями (до
3-4 м) мелкогалечных конгломератов, особенно
часты в верхах папки 200

7. Конгломераты разногалечные, от мелко-
до среднегалечных, с прослоями и линзами пес-
чаников 70
Мощность всего разреза 500 м.

Примерно аналогичный состав и строение подстила имеет по-
р. Удйкан. Но в целом отложения подстила по простиранию неустой-
чивы. В 3-4 км к востоку от р. Эльбдакит песчанники фациально за-
меняются разногалечными конгломератами и уже в приподнятой части
р. Тулькинчан последние, исключая базальную папку, явно преоблада-
ют в ее составе. Такая же картина наблюдается и к западу от р. Уди-
кан, где 50-60% объема подстила приходится на долю разногалечных,
от мелко- до крупногалечных конгломератов. Мощность подстила рав-
на 500 м.

Средняя подстила (к.к.) проследивается
параллельно нижней подставке. Она сложена разнозернистыми, преиму-

шественно средне- и крупнозернистыми полимиктовыми песчанниками с
прослоями и пачками конгломератов и алевролитов. Нижняя граница
подстила довольно четкая и проводится по подшле папки собственно
но песчаникового состава, замыкающей на конгломератах, венчающих
разрез нижней подставке.

Строение средней подставке наблюдается в береговых обнажениях
Удй и Удйкына, где описан следующий схематический разрез:

1. Песчанники полимиктовые, крупнозернистые,
желтовато-серые, с маломощными линзами травели-
гов и мелкогалечных конгломератов 80

2. Песчанники полимиктовые, среднезернистые,
в верхней части с прослоями (до 0,8 м) темно-
серых алевролитов 30

3. Песчанники полимиктовые, крупнозернистые,
с линзами конгломератов 5

4. Песчанники полимиктовые, разнозернистые,
преимущественно средне- и крупнозернистые, се-
рые и буровато-серые с *Stenlia* sp. 280

5. Песчанники полимиктовые, средне- и круп-
нозернистые, с линзочками и прослоями мелкога-
лечных конгломератов мощностью до 0,5 м 5

6. Песчанники полимиктовые, крупнозернистые,
желтовато-серые, взорх по разрезу переходят в
среднезернистые; прослой алевролитов с отпечат-
ками *Stenlia* sp. 90

7. Конгломераты мелкогалечные с прослоями
крупнозернистых песчаников 4

8. Песчанники полимиктовые, крупнозернистые,
желтовато-серые, серые, с линзами и прослоями
мощность до 1-1,5 м мелкогалечных конгломера-
тов 100

9. Песчанники полимиктовые, среднезернистые,
последенно сменяющиеся крупнозернистыми желтова-
то-серыми, реже фиолетовыми и сиреневыми песча-
никами с прослоями мощностью до 1-1,5, реже
3-4 м мелко- и среднегалечных конгломератов;
прослой алевролитов с *Stadorhella* argutula
(Neer) Font., *Stadorhella* sp., *Amosathes*
angulatus Neer, *Milvonia eschschitzi* (Neer)
Sew., *N. ex. gr. orientalis* Neer, *N. sp.*, *So-*
pterites *uvavolodii* E. Lebed. 50

Мощность всего разреза 644 м.

В разрезе по р. Удьян, как и в других местах, подсыпка слю-
жена преимущественно песчаниками, что свидетельствует об относительной устойчивости флоры. Мощность подсыпки равна 650 м.

В породах подсыпки очень часто присутствуют растительный детрит, но определенно остатков флоры, кроме указанных выше, собраны еще только в одном пункте, на левобережье р. Удьян. Из этого местонахождения, приуроченного к верхним горизонтам подсыпки, определены *Spondylium pithyatum* (Nees) Vahlr., *S. turtulica* Ruhl. et Vassil., *Halimolobos amurensis* (Kovoor.) Ruhl.

В е р х н я я л о д з я и т в (К, рк₂) распространяется на дле района, в придолинной части р. Удья. Состав подсыпки весьма характерен. Это в основном валунные, крупно- и среднеглыбчатые, реже мелкоглыбчатые конгломераты с единичными прослоями и линзами гравелистов, песчаников и алевролитов. Нижняя граница проводится по началу преобладания в разрезе конгломератов, которые быстро сменяют нижележащие песчаники.

Строение подсыпки видно в скальных обрывах левого берега долины р. Удья. В нижней части подсыпки залегает пачка мощностью около 40 м преимущественно среднеглыбчатых конгломератов. Крупно- и мелкоглыбчатые разности, а также песчаники образуют редкие мало-мощные (0,3-0,5, реже до 1 м) быстро выклинивающиеся прослои или линзы. Выше залегает разноглыбчатая, от средне- до крупноглыбчатая, вверху в основном крупноглыбчатые конгломераты мощностью 30-35 м. Линзы крупнозернистых массивных и кобальтовых песчаников встречаются sporadически. Разрез по р. Удья венчается валунными и валуно-глыбчатыми конгломератами, нередко с глыбами до 1-1,5, иногда даже до 5 м в поперечнике. Линзы песчаников и гравелистов мощностью до 40 см крайне редки.

Какие-либо изменения в строении подсыпки ниже не наблюдались. Мощность ее составляет 400-500 м.

Одоломочный материал пород боконовской свиты отличается плохой сортировкой и различной окатанностью. Имеется все переходы от хорошо окатанных галек и зерен до остроугольных осколков. С уменьшением размерности клевчатого материала снижается степень его окатанности. Одоломочный материал составляет от 65 почти до 100, обычно 80-90% объема песчаников и конгломератов, и 45-70% - алевролитов. Он представляет весьма встречающийся в районе дообконовских породами (различные трахиты, титанит и кристаллические сланцы, амфиболиты, габбро, эффузивы среднего и умеренно-кислого состава, пегматиты и др.), а также кварцем, полевыми шпатами, биотитом, роговой обманкой, эпидитом и пироксеном. Заполнителями

в конгломератах является неравнозернистый полимиктовый песчаник. В песчаниках тип цементации - оппорконования и выщелачивания пор, в алевролитах - базальный и супраконования. Цемент глинистый и железисто-глинистый.

Ископаемая флора, приведенная при описании свиты, по заключению И. М. Кошман, указывает на раннемоловую (неокомский) возраст выщелачивки их отложения.

ЧЕРВЕУГЛИЩНАЯ СИСТЕМА

Биостратиграфические методы расчленения четвертичных отложений для бассейна Удья не разработаны, поэтому в основу стратиграфии их положен геоморфологический принцип - приуроченность отложений к поверхностям определенной высоты.

Н и ж н е ч е т в е р т и ч н ы е (?) о т л о ж е н и я (Q₁?), представленные аллювиальными галечниками, песками и суглинками, слоятся аккумулятивно часть 60-80-метровый покровной террасы на правобережье Удья и 30-40-метровой - в верховьях Арды. Из-за плохой обналичности полный разрез этих отложений не наблюдается. На правобережье Удья в верхней части разреза под почвенно-растительным слоем залегает горизонт мощностью от 0,2 до 1,7 м коричневатого-бурого плотного суглинка, внизу с примесью (до 20%) коричневато-бурого суглинка. Выше с примесью (до 20%) дресвы, гравия и гальки. Ниже вскрыты галечники и валуны с песчано-гравийным, реже суглинистым заполнителем или серые разнородные полимиктовые пески с гравием и галькой, мощностью от 0,4 до 1,5 м. Ниже этого слоя в затернованном углублении террасы в выси как преобладает песчано-гравийные отложения, что, по-видимому, указывает на преобладающую роль их в разрезе. В верховьях Арды также доминируют галечники и пески. Учитывая наиболее высокое типометрическое положение описанных отложений, возраст их условно принимается раннечетвертичным.

С р е д н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я (Q₂) распространены в долинах боковинистых рек района на террасах высотой 20-50 м (долина р. Удья) и 12-25 м (долина ее притоков). Наиболее полно эти отложения изучены в долине Удья, около устья Гавики. Здесь до глубины 6,5 м обнажаются серые разнородные полимиктовые пески с примесью мелкой гальки кварца и прослоями. (0,1-0,3 м) светло-серой супеси. Ниже лежит желтовато-бурый средневязистый песок, содержащий 30-40% гальки размером 2-10 см. В других местах этот горизонт существенно галечниковый. Вышняя мощность аллювия II м.

В горной части района, в долине р. Удьякан мощность средне-четвертичных отложений не превышает 8-10 м. Представлены они здесь несортированными рыхлыми галечниками (4,5 м), которые подстилаются песками (2,5 м) с линзами глин. По простиранию горизонт галечников на отдельных участках замещается суглинками с песком (Устье р.ч. Соломенного).

В описываемых отложениях установленна пыльца теплолюбивых деревьев [36].

Верхние четвертичные отложения (Чп) довольно часто встречаются в долинах многих водотоков района на высотах 4-6 и 6-12 м. Они представляют галечники, валунами, гравием, песками, суглинками и супесями. Наиболее характерный разрез для равнинной и низкогорной части района описан на левобережье Удк, в устье р. Балдагачан, где залегают (сверху вниз):

1. Пески серые от тонко- до мелкозернистых, подмиктовые, сдлинстые, плотные 0,35
 2. Супесь серая, комковатая слабо ожеванная 0,30
 3. Галечник и валуны с гравийно-песчаным заполнением 1,50
 4. Коренные породы
- Мощность всего разреза 2,15 м.
- В горной части района разрез верхнечетвертичных отложений весьма близок описанному. Так, в устье р.ч. Три Бродяги (приток р. Муриля) вскрыт (сверху вниз):
1. Песок серый от мелко- до среднезернистого, подмиктовый, с линзами супесей и суглинков 0,80
 2. Валуны и галечник с песчаным заполнением; внизу прослойки линзы мощностью до 20 см супесей и суглинков 1,2
 3. Коренные породы
- Мощность разреза 2 м.

Мощность описываемых осадков оргентировочно оценивается в 2-10 м.

Современные отложения (Q_{IV}) - это отложения русел, низкой и высокой поймы, представляющие галечники, валунами, песками, супесями и суглинками, в такте эдвизивально-ледниковальные и проливальные образования. В разрезе высокой поймы р. Удк четко выделяются две фации - пойменная и русловая. Первая

представляет переслаившиеся песками и супесями с линзами и прослойки суглинков. В составе второй фации преобладают валуно-гравийно-галечниковые отложения. В верховьях водотоков окантовость материка постепенно снижается, состав его становится более однородным. Пойменная фация в верховьях рек обычно отсутствует. Отложения низкой поймы есть в долинах всех водотоков. Они представляют галечники и валунами, часто перекрытыми мелкоочечными слоями песка. Русловые отложения образованы, главным образом, галечниками и валунами с незначительной примесью песка и гравия, и только в водотоках, текущих в равнинной части района, часто преобладают песок, супеси и глы. Мощность современных отложений в долинах больших рек и крупных ручьев неизвестна. В небольших водотоках она равна 0,5-5 м, иногда до 10 м [27,34].

Палинологический спектр из отложений поймы характеризует растительность, похожую на современную.

Эдвизивно-ледниковальные образования развиты повсеместно. Их состав и мощность зависят от состава коренных пород, крутизны и экспозиции склонов. Обычно это крупнообломочные и гликобные образования с примесью песчано-суглинистого материала, в местах разветлений мезозойских притоков - щебень и дресва, участками глыб. В верхней части района, где распространены отложения боковой свиты, деловой представляен небольшим плитчатыми осколками, щебнем, песком и суглинками-суглинистым материалом. При разрастании конгломератов образуются россыпи гальки. Мощность отложений колеблется от 1 до 8, редко 4-5 м.

Продвизивные образования слепяют конусы выноса в устье небольших водотоков и сухих распадкалов. Они представлены несортированными глыбами, щебнем, супесями и суглинками. Мощность этих отложений неизвестна. В устье некоторых распадкалов она достигает 5-8 м.

ИН Т Р У З И В Н Ы Е О Б Р А З О В А Н И Я

В геологическом строении района интрузивные породы и сходные с ними по составу ультраметаморфогенные и метасоматические образования играют весьма существенное значение. Наиболее распространены разновозрастные гранитоиды, меньше - породы группы габбро-перидотитов. В зависимости от времени формирования выделяются архаичские, раннепротерозойские, раннекаменноугольные и позднекаменноугольные интрузивы.

АРХЕЙСКИЕ ИЛТРУЗИИ

Габбро-амфиболиты, амфиболиты, пироксениты, перидотиты и оливиниты (γ и δ) в междуречье Ульхын-Муркит, Эльга-Салга и в среднем течении р. Ульхын образуют линзовидные и пластовидные тела различных размеров (максимальная длина до 8, ширина до 1-1,5 км), согласные с вмещающими архейскими образованными. Сложившиеся контакты между ними не наблюдались.

Большинство тел сложено габбро-амфиболитами и амфиболитами, которыми подчинены ультраосновные породы. Только в массиве по р. Ульхын, ниже устья р. Кукур, последние пользуются преимущественным распространением.

Какой-либо закономерности в распределении различных по составу пород в пределах массивов не отмечено. Нередки и взаимостроения ультраосновных пород с габброитами. Лишь учитывая тесную пространственную связь между ними, предполагается, что ультраосновные породы являются фацальной разновозрастностью габброидов.

Габбро-амфиболиты - это темные с зеленоватым оттенком массивные и грубокристаллические породы с аццолитовидной, гломмеробластовой и бланшобитовой структурой. Составляют они на плагиоклаза (от Labrador № 55-60 до олигоклаза № 25-27) - 28-60%, сине-зеленой ролевой обманки - 15-25%, базальтической ролевой обманки - до 8% и пироксена - до 5%. Акцессорные минералы (около 8%) - титаномаргнетит, апатит, сфен; вторичные - амфибол, хлорит, эпидот, серпентин, биотит, лейкоксен, иногда альбит, кварц и карбонат. Амфиболиты связаны с габбро-амфиболитами постепенным переходом. Для них характерна четкая плоскопараллельная текстура, нематогранобластовая и нематобластовая структура. Они сложены в основном амфиболом (55-90%) и сосердиритом (5-35%).

Пироксениты - плотные, темные, мелко- и среднезернистые породы с панидиоморфнозернистой, участками сидеронитовой структурой. На 80% породы состоят из амфиболитовидного монаклинного пироксена и на 15-20% из титаномаргнетита. Перидотиты внешне и по текстурно-структурным особенностям не отличаются от пироксенитов. Минеральный состав их: монаклинный пироксен (15-20%), оливин (75-80%), маршпетит и сульфиды (до 5%); вторичные минералы - серпентин, карбонат, тремолит, биотит. Оливиниты имеют панидиоморфнозернистую с замещениями пегельчатой структуры и состоят из оливина, замещенного алрелитом серпентина, талька, карбоната, рудного минерала и лейкоксена.

На левобережье Ульхына и в верховьях р.ч. Аномального, в зоне Ульхынского разлома описываемые породы подергались интенсивному краевид-кальцевому метасоматозу, что привело к образованию на отдельных участках неравномернозернистых и крупнозернистых кварц-микроклинных и микроклинново-кварцевых метасоматитов, состоящих из микроклина, альбита, кварца. Темноцветные минералы полностью замещены биотитом.

Илтрузии основных и ультраосновных пород вмещаются только архейскими метаморфическими образованными и секутся архейскими амфиболитами гранитами. С габброитами связаны проявления железно-алюминиевых гранитов. С габброитами связаны проявления железно-алюминиевых гранитов (γ и δ) встречаются в виде небольших (0,5-3 км²) удлиненных тел, ориентированных строго согласно с вмещающими архейскими породами. Эти тела имеют сложное строение и зачастую содержат различные по форме и величине реликты метаморфического субстрата. Граниты тел, как правило, нечеткие, расчленены на мелкие участки, что обусловлено интенсивной гранитизацией и микратизацией вмещающих пород. Ширина ореолов микратизации составляет 1-1,5 км (правобережье р. Салга). В частности, в качестве отдельных тел на геологической карте показаны участки, где жилы и прожилки гранитов резко преобладают над вмещающими образованными.

Лесовые жилы гранитов мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров среди архейских пород встречаются повсеместно. Контакты их с кристаллическими сланцами основного состава четкие, а с тейсами - постепенные, с переходом через трещинчатые и тонкозернистые разновидности. В краевых частях жил, застывших среди гранитосодержащих тейсов, отмечается реликтовое зерно граната. Для крупных жил гранитов характерно петрогенное строение. Участки, сложенные лейкократовыми породами, без видимой закономерности чередуются с участками, где граниты образуются пегельчатой или мелкокристаллической скопленными биотита, серые граниты сменяются розовыми, крупнозернистые - мелкозернистыми или неравномернозернистыми.

Граниты представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые породы розового, розовато-серого, редко светло-серого цвета со своеобразным фиолетовым или синеватым кварцем. Текстура их полочастая, структура гетеробластовая, порфиробластовая, иногда

х) Граниты ранних фаз в районе не установлены.

с элементами плочеродостовой. Минеральный состав - калиевый полевой шпат (40-60%), кварц (30-40%), олигоклаз (до 20%), биотит (1-2%); акцессории - апатит, магнетит, ортит. С гранитами связаны незначительные по масштабам проявления редкоземельной минерализации.

Алюминатные граниты заледят только среди архейских пород и в более молодых образованных не встречается, что, наряду с близостью их алекситам Алданского шита, может указывать на архейский возраст этих гранитов.

Взаимоотношения гранитов с вмещающими породами, текстурно-структурные особенности и другие признаки свидетельствуют о палеогенно-метасоматическом происхождении гранитов.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВЫ

Граниты биотитовые, гнейсовидные ($\frac{1}{2}P_R$) образуют небольшие, площадью от 2 до 12 км², тела в междуречье Удман-Арта, на левобережье Удмана и в бассейне Элги. Кроме того, многочисленные соляные жилы этих гранитов мощностью до 100 м интенсивно, особенно среди лейкократовых гнейсов, насыщали разрыв нижнего протектора. В образованных доурогом возраста гнейсовидные граниты не встречаются.

Вмещающие породы на контакте с гранитами интенсивно гранитизированы и мигматизированы. Переходы между ними постепенные и осуществляются через зоны пологих и теневых мигматитов шириной до 0,5-1 км. В самых телах гранитов обычно отмечается небольшие склизиты и даже пачки гнейсов. Ориентировка гнейсовидности гранитов всегда совпадает с ориентировкой пологичности вмещающих пород и склизитов.

Граниты - светло-серые мелко- и среднезернистые породы с хорошо выраженной гнейсовидной текстурой, обусловленной плочко-параллельными и линейными расположением биотита. Они характеризуются гранобластной структурой и состоят из олигоклаза № 18-23

х) Кальций-алюминатный методом возраст интрузий определяется в 215-140 млн. лет, что отражает время проявления процессов тектоно-магматической активизации.

(15-45%), калиевого полевого шпата (20-40%), кварца (30-45%), биотита (2-7%). Состав цветного минерала в гранитах зависит от состава вмещающих пород. В периферических частях тел, заледявших среди биотит-рогообманковых кристаллических сланцев и гнейсов, в гранитах выявляются роговые обманка, среди гранитосодержащих пород - гранат.

Тесная пространственная и структурная связь описываемых гранитов с вмещающими раннепротерозойскими породами, наличие вокруг тел широких ореолов гранитизации и мигматизации, присутствие внутри гранитов склизитов метаморфического субстрата и гранобластная структура указывают на палеогенно-метасоматическое происхождение гранитов, сформировавшихся в основной этап раннепротерозойской складчатости в связи с процессами ультраметаморфизма. Аналогичные граниты широко распространены к западу от раскопчивающей территории, где они впервые были выделены Д.С. Коржинским [6] в составе древнеэстапового комплекса. Раннепротерозойский возраст гранитов этого комплекса в настоящее время принимается большинством исследователей зоны Становика-Джуглжура.

Кварцевые диориты и диориты биотит-рогообманковые, гнейсовидные (P_R) известны в бассейне Арта, в верховьях Удмана и на правобережье Элги. Они образуют относительно крупные, площадью до 80-150 км², массивы и многочисленные небольшие (1,5-3 км) тела и жилы мощностью до 100-200 м, залегающие среди раннепротерозойских, в единичных случаях среди дифференцированных архейских образований. Массивы кварцевых диоритов и диоритов имеют неправильную, но всегда удлиненную, нередко дугообразную в плане форму и ориентированы согласно или субсогласно с раннепротерозойскими складчатыми структурами.

Контакты тел с вмещающими породами, как правило, четкие и обычно соляные. Вблизи контакта в диоритах отчетливо проявлена гнейсовидность, совпадающая с ориентировкой пологичности вмещающих пород. Секундные контакты, обычно срезающие вмещающие породы под острым (10-20°) углом, фиксируются редко. Вблизи контактов мигматизация и гранитизация вмещающих пород совершенно не проявлены. В эндоконтакте интрузивов часто встречаются кеолизиты гнейсов. Они имеют четкие очертания, размер их изменяется от нескольких сантиметров до первых десятков метров.

Крупные массивы сложены довольно однообразными биотит-ро-гообманковыми диоритами, их кварцевыми и кварцсодержащими разновидностями, которые связаны между собой постепенными переходами и не нарушают заметной закономерности размещения в массиве. Это свя-

дне, беленовато-серые и гаммо-серые породы, крупнозернистые, часто порфировидные, с гнейсовидной, реже массивной текстурой, близкими к порфиоровидной, гиллиноморфнозернистой и гранобластовой структурой. Диориты состоят из зонального платиноклаза

№ 40-48 (50-70%), роговой обманки (18-20%), биотита (10-15%); кварца (до 2%) и акцессорных минералов (до 4%) — сфена и апатита. В кварцсодержащих диоритах количество кварца увеличивается до 5-7%, а в кварцевых — до 10-15%. Породы насыщены железом, бедны щелочами и соответствуют диоритам, по Дэйли (табл. I). Типичная структура магматической кристаллизации в слабо измененных разностях, отсутствия миктивизации вмещающих пород свидетельствуют об интрузивном происхождении кварцевых диоритов.

Кварцевые диориты и диориты пронзают раннепротерозойские кристаллические сланцы и гнейсы, миктивизированные и гранитизированные древнестановыми гранитами, и в свою очередь, пронзают раннепротерозойскими лейкократовыми гранитами и платиогранитами. Гранодиориты, диориты биотит-роговообманковые, роговообманково-биотитовые, гнейсовидные ($У_3P_1$) образуют несколько небольших тел в междуречье Эльга-Кукур и в бассейне Неруды. Они выщелачиваются нижепротерозойскими метаморфическими образованиями.

Интрузивы сложены преимущественно гранодиоритами, более основными породами встречаются обычно в кварцевых частях массивов. Так, в бассейне Кукура в эпиоконтинентальной зоне шириной около 300 м развиты слабо порфировидные кварцевые диориты, которые к центру массива постепенно сменяются неравномернозернистыми, средне-крупнозернистыми слабо гнейсовидными, почти массивными гранодиоритами. Аналогичная картина наблюдается и в междуречье Эльга-Кукур.

Гранодиориты отличаются бласгопорфировидной и бласгогиллиноморфнозернистой структурой, гнейсовидной или массивной текстурой. Они состоят из платиноклаза № 20-22 (45-60%), кварца (20-25%), хальдзита (10-15%), роговой обманки (2-8%), биотита (2-4%) и акцессорных (до 5%) — сфена, рудного минерала, апатита, циркона и оргита. Диориты и кварцевые диориты практически не отличаются от вышеописанных аналогичных пород. Для гранодиоритов и диоритов характерно почти повсеместное присутствие эпидота.

В пределах листа N-52-XIII взаимоотношения гранодиоритов и диоритов с другими раннепротерозойскими интрузивами не выяснены. Учитывая постепенные переходы между гранодиоритами и диоритами, первые считались фациальной разновидностью раннепротерозойской интрузии кварцевых диоритов и диоритов [36]. Однако Л. П. Карсаво-вич [26] на основании ссыла на территории установлено, что жилы

гранодиоритов пронзают кварцевые диориты и диориты ($У_3P_1$) в самих гранодиоритах пронзают раннепротерозойскими двускладными гранитами. Это позволило Л. П. Карсавову выделить гнейсовидные гранодиориты и диориты в качестве самостоятельной фазы раннепротерозойских интрузивов.

Граниты, лейкократовые ($У_3$) платиограниты ($У_3G$) лейкократовые, мусковитовые, двускладные, реже биотитовые, гнейсовидные ($У_3P_1$) образуют трещинные тела, пророченные к разломам северо-восточного и субширотного направления. Эти граниты развиты в верховьях Тулькычана, в бассейне нижнего течения Улькиана, на правобережье Неруды и в других местах.

В низовьях Улькиана граниты пророчены к Нижне-Улькианской зоне разломов, раздвинутых выходами архейских и раннепротерозойских образований. Массив гранитов площадью около 200 км² вытеснут в северо-восточном направлении. Контакты его с вмещающими породами четкие, резкие. В эпиконтинентальной интрузии в последние изменения не заметны. В пределах массива двускладные, мусковитовые и биотитовые граниты без видимой закономерности постепенно переходят друг в друга. В кварцевых частях массива иногда развиты мелкозернистые гнейсовидные граниты.

В верховьях Тулькычана массив сложен однообразными среднезернистыми, редко крупнозернистыми массивными и слабогнейсовидными лейкократовыми платиогранитами. Вдоль дного контакта здесь развиты кварцевая фация — мелкозернистые платиограниты.

Двускладные, мусковитовые, биотитовые граниты и платиограниты часто, особенно вблизи крупных массивов, встречаются в виде солданных и секущих жил мощностью до 200-300 м.

Граниты и платиограниты представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые белые, светло-серые и розоватые породы массивной и гнейсовидной текстуры. Структура их гиллиноморфнозернистая, гранитовая, катакластическая, иногда криптовая. Граниты имеют следующий состав: платиноклаз № 16-25 (80-85%), хальдзитовой породы (25-35%), кварц (25-40%), биотит (0-7%), мусковит (0-5%). Платиограниты сложены платиноклазом № 17-24 (50-70%), кварцем (15-40%), хальдзита (1-15%), биотитом (0-3%), мусковитом (0-4%). Акцессорные минералы гранитов представляют гранатом, апатитом, цирконом, монацитом, сфеном и рудным минералом. Кatakластически граниты в зонах разломов на отдельных участках подвергались калиевоу и кремний-калиевоу метасоматозу, что привело к образованию лейкократовых метасоматитов, отвечающих по составу микроклиновым гранитам и граносжннитам. По данным химического анализа, платиограниты относятся к породам, сильно перещелоченным крем-

Т а б л и ц а I

Результаты химического анализа магматических горных пород

Номер образ- ца	Породы	Содержание окислов, вес.%														
		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
Эффузивы джелонской свиты (J ₃ -K ₁ d1)																
409	Андезит	59,97	0,49	17,16	2,51	3,41	0,12	2,46	5,55	4,57	1,29	0,18	0,01	-	1,73	99,45
194	Дацит	66,05	0,34	36,10	1,51	2,82	0,10	1,41	3,99	3,86	2,47	0,17	0,00	-	0,67	99,98
Раннепротерозойские интрузии																
3420 ^a	Кварцсо- держаший диорит	56,05	1,02	17,02	2,91	4,18	0,16	4,50	6,85	3,56	1,96	0,25	-	0,03	0,98	99,47
848	Плагио- гранит	73,25	0,03	15,15	0,33	1,01	0,03	0,20	1,39	5,73	2,39	Сл.	0,02	-	0,41	100,03
2565	То же	71,49	0,24	15,24	0,78	0,81	0,07	0,73	1,77	5,00	3,21	0,08	-	0,07	0,03	99,52
Раннемеловые интрузии																
188	Дiorит	58,13	1,05	16,11	2,42	5,82	0,13	0,03	6,10	3,50	1,91	0,20	0,01	-	0,98	99,43
279	Кварцевый диорит	60,44	0,72	16,89	1,49	4,54	0,09	2,78	5,28	3,70	2,23	0,17	0,00	-	1,91	100,24
3776	Лейкокра- товый гранит	73,07	0,15	3,92	0,94	1,14	0,06	0,61	1,66	3,99	4,64	0,07	0,00	-	0,36	100,61
1180	То же	74,75	0,13	3,26	0,49	1,60	0,05	0,50	0,71	3,97	4,20	0,03	0,00	-	0,54	100,23

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

s	a	b	c	Q	a:c	c'	m'	f'	a'	n	t	ψ
70,7	12,3	11,3	5,7	11,1	2,2	11,3	38,3	50,4	-	85,1	0,5	20,1
75,5	12,2	6,5	4,8	23,8	2,5	1,1	37,2	61,7	-	70,0	0,4	19,2
66,1	10,7	16,7	6,5	4,3	1,67	13,3	46,7	40,0	-	73,0	1,3	15,0
80,3	15,5	2,5	1,7	27,9	9,1	-	18,4	50,0	31,6	79,6	-	13,2
86,6	10,0	2,1	1,3	51,9	7,7	-	38,3	46,8	14,9	70,4	0,3	21,2
68,6	10,6	15,1	5,7	10,2	1,9	12,5	35,2	52,3	-	73,7	1,42	13,9
71,0	11,7	11,6	5,7	12,9	2,0	7,8	41,6	50,6	-	71,9	0,89	10,9
80,7	15,0	3,1	1,2	30,0	12,3	-	31,3	58,3	10,4	56,8	0,16	25,0
81,4	14,3	3,5	0,8	33,4	17,8	-	22,2	51,8	26,0	58,9	0,16	11,1

39

39

нием, и оливики и элксикитам и гранитовым аплитами, по Дюли, отличаясь от них меньшим содержанием шельчей (табл. I).

Жильный комплекс гранитоидов представлял пегматитами. Многоточисленные жилы пегматитов мощностью от 10 см до 1 м, крайне редко до 2-3 м, отлеиваются как в самих гранитоидах (чаще в крупных частях), так и во вмещающих породах на расстоянии (до 2,5-4 км) удаления от интрузивных тел. Пегматиты биотитовые, реже мусковитовые, иногда в них присутствуют крупные зерна эпидота и мелкие - розового граната.

Граниты и плагиотграниты прорывают раннепротерозойские кварцевые диориты. Верхняя возрастная граница их не известна. Но, учитывая, что в зонах разломов на них наложен древний-калийный метасоматов, прорывание которого связывается с формировавшим раннепротерозойских (?) микроклиновых гранитов, естественно граниты и плагиотграниты считать также раннепротерозойскими.

В качестве выделов описанных пород по структурно-петрографическим особенностям и геологической позиции можно назвать граниты таксондинокского комплекса [26].

Граниты микроклиновые и трансформиты лейкокварцевые и биотитовые (Уч. Р. 1, 2) распространены крайне ограничено. В северо-восточной части района ими сложена западная оконечность массива, большая часть которого находится за его пределами. Несколько небольших (0,5-2 км²) выходов этих пород установлено на левобережье Улькина. Ими же сложены многочисленные, не выражающиеся в масштабе карт, конглоиты среди раннемеловых интрузивов.

Микроклиновые граниты и трансформиты приурочены к зоне разломов, проходящей в краевой части Чотарского глибового подплатя. Контакты их с вмещающими расщепленными архейскими габброидами и диоритовыми породами нечеткие. Среди гранитов отмечаются многочисленные различные по размерам участки, где сохранились архейские образования, подтвержденные интенсионному древней-калийному метасоматозу, поэтому переход между ними и гранитами чаще постепенна.

Преимущественно распространены граниты, обладающие гнейсовидной или массивной текстурой. Первая, вероятно, является реликтовой и отражает участки сильно переработанного метаморфического субстрата. В массивных частях иногда наблюдается округлой или неправильной формы включения (конглоиты) сильно биотизированных табо-амфиболитов и амфиболитов с четкими ограничениями. Эти включения нередко пронизаны многочисленными разлитно ориентированными прожилками и жилами гранитов с хорошо выраженной секущей

контактом, что привело к образованию своеобразной "сетчатой" текстуры. Цвет гранитов серый, розоватый, желтовато-серый. Они средне-, крупно- и неравномернозернистые, часто порфириновые с гранобластовой, гетеробластовой и бластожактакстической структурой с участками структур замещения и коррозии; изредка наблюдается триплекспорфизорнистая структура с элементами бластогранитовой. Показателен ервиний-калийный метасоматов, выраженный в образцовых или крупных порфириобластов вторичного микроклина, часто содержащего реликты плагиоклаза и агрегаты кварца. Метасоматов оолрождаем замещением биотита мусковитом, коррозией, альбитизацией, серпидитизацией и эпидотизацией плагиоклазов. Граниты состоят из микроклина (25-30%), плагиоклаза № 34-39 (30%), кварца (25-30%), биотита (2-8%) и вторичных минералов (1%) - оргита, офена, англита, граната и рудного минерала.

Трансформиты встречаются нечасто и обычно входят в разломов, отделившихся их от раннемеловых гранитоидов. Это розоватые лейкокварцевые гнейсовидные породы с порфиротрансформитовой структурой, состоящие из микроклина (40-55%), альбитизированного плагиоклаза (20-25%), кварца (10%), биотита (5-8%), мусковита (2-3%), граната (1-2%) и вторичных минералов (англит, оргит, диоркон, монацит).

По характеру взаимоотношения с вмещающими породами и текстурно-структурным особенностям описываемые образования имеют признаки как метаморфического, так и метасоматического происхождения, но выделить их на тектонические группы на данной стадии изучения не удалось. Предполагается, что интрузивные и метасоматические процессы происходили одновременно, однако ведущим фактором, определившим основные особенности пород, явился ервиний-калийный метасоматов. Прогносы метасоматической переработки, создавшиеся во времени с образованием тел гранитов, локально проявлены в зонах крупных разломов и на других участках. Метасоматов накалился в результате расщепления архейские габброиды, раннепротерозойские диориты и кварцевые диориты, граниты и плагиотграниты. Поэтому микроклиновые граниты условно связываются с таксондиновыми аплитами раннепротерозойского тектогенеза.

В восточной части хр. Станового и в хр. Дунтукур метасоматическая граниты встречаются довольно часто. Они были выделены В.Н. Мошкиным [28] в раннепротерозойский маратыйский комплекс. В настоящее время имеются представления об архейском возрасте гранитов этого комплекса [22], которые мало чем отличаются от описанных. Возможно, что в данном случае в одну группу объединены раз-

Новоразветные граниты, но раздвигать их в настоящее время практически невозможно.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Интрузивный возраст сложен около 15% площади листа. Крупные массивы имеют четко выраженный трещинный характер и приурочены к тектонически ослабленной зоне на сочленении докембрийских структур с Ульским наложенным прогибом. Необходимо тела обнаруживают четкую непосредственную приуроченность к разломам. Изучение взаимоотношений интрузий различного состава показало, что они сформировались в три фазы, в относительно узком возрастном диапазоне. Интрузии проявляют позднерифские-раннемеловые вулканические образования джедлонской свиты и перекрывают нижнемеловыми отложениями соконовской свиты. Однако не исключено, что эффузивы выделяются юрскими, поэтому и гранитоиды могут иметь докембрийский возраст. Последнее подтверждается определением абсолютного возраста лейкократовых гранитов третьей фазы. Проба I, отобранная по р. Сатма, показывает 167 млн. лет (K-3,36%, Ar⁴⁰-39,3·10⁻⁹ г/г, Ar⁴⁰:K⁴⁰ - 0,0096), а проба 2 из приустевой части р. Этмата - 159 млн. лет (K-3,47%, Ar⁴⁰-38,3·10⁻¹⁰ г/г, Ar⁴⁰:K⁴⁰ - 0,0091). Диориты, кварцевые диориты и габбро-диориты (γ^с-K₁) слагают многочисленные ксенолиты в массивах более поздних фаз этого же интрузивного цикла. Наиболее крупные ксенолиты площадью 0,5-4 км² уложены в верховьях руч. Соломенного и в бассейне нижнего течения р. Акур. Наиболее шток мелкозернистых диоритов, не выражающиеся в масштабе карт, на левобережье в зоне Улькисского разлома проявляют архейские образования.

В пределах относительно крупных участков развития описываемых пород для них характерна быстрая смена различных структурных разновидностей (меткозернистые разновидности сменяются неравномерно-зернистыми и порфириновидными). Состав их также не постоянен и варьирует от кварцевых и кварцсодержащих диоритов до габбро-диоритов. В пелом преобладают кварцевые диориты. Они представляют собой темно-серые массивные породы с типичноморфозернистой структурой, состоящие из плагиоклаза № 25-35 (55-60%), кварца (7-12%), микроклина (1-15%), равного количества биотита и роговой обманки (30-35%), апатита, сфена, пирокена, клинхита и лейкоксена (суммарно 1,5-3%).

Диориты - мелкозернистые, равномернозернистые, иногда слабо порфириновидные темно-серые массивные породы. Структура их преимущественно зернистая, типичноморфозернистая. Минеральный состав следующий: плагиоклаз (60-80%), роговая обманка (10-30%), биотит (5-10%), редко кварц и калиевый полевой шпат (до 1%). В габбро-диоритах количество темнопольных минералов, преимущественно роговой обманки, увеличивается до 50%. Плагиоклаз обычно зональный. В крупных частях он соответствует андизину № 28-32, а в центральной - Labradoru № 50-52.

Гранодiorиты биотит-роговообманковые (γ^д, K₁) кварцевые диориты и диориты (δ^д, K₁) граниты (γ^г, K₁) представляют главную фазу раннемеловых интрузий. Они образованы крупными массивами площадью более 200 км² в междуречье Амур-Улькис-Тулкисан и Сатма-Соломенский. Наиболее шток этих же гранитоидов имеются на правобережье Улькиса и в междуречье Улькиса-Мурия.

Крупные массивы, являющиеся трещинными телами, удлинены в северо-восточном и субширотном направлениях. Контакты их с вмещающими породами в большинстве случаев крутые, и лишь в бассейне Мукуна они несколько выглаживаются, о чем свидетельствуют широко развитые контактовые роговики по эффузивам, а также наличие в эндоконтактах массива пород с мелкозернистыми и порфириновидной структурами.

Строение массивов неодинаково. В верховьях руч. Три Броды интрузив имеет четко выраженное зональное строение. Центральная часть его сложена роговообманково-биотитовыми среднезернистыми гранитами, которые к периферии сменяются гранодiorитами. Наоборот, особенно в краевых частях распространены преимущественно диориты и кварцевые диориты. К западу, на правобережье р. Улькиса, в пределах этого же массива по-прежнему четко устанавливается краевая фация, представляющая среднезернистыми кварцевыми диоритами, непосредственно в контакте иногда переходящими в лейкократовые диориты. Кварцевые диориты ближе к центру сменяются гранодiorитами, но трещины здесь отсутствуют, что может свидетельствовать о меньшей длительности эволюционного среза западной части интрузива. В массиве по р. Мукуна краевая часть сложена в основном гранодiorитами, которые вдоль южного контакта характеризуются мелкозернистостью, а иногда и порфириновидным, вплоть до порфириновидного, строением. Кварцевые диориты и диориты встречаются здесь спорадически. В центральной части развиты граниты. В бассейне Сатма массив сложен преимущественно гранодiorитами. Кварцевые диориты и граниты встречаются нечасто. На западном оконечии этого массива, по-видимому, в опущенном тек-

тоническом блоке, выходит диориты и кварцевые диориты, характерные для краевой фации интрузив. Небольшие массивы и штоки (правобережье Удкхна, между речью Удкхна-Мухунга, верховья р. Етоконга и др.) примерно в равных количествах сложены гранодиоритами и кварцевыми диоритами, связанными постепенными переходами.

Гранодиориты представляют собой светло-серые и розовато-серые породы массивного сложения. Для кварцевых диоритов характерна более темная окраска. Для обеих разновидностей типичны типичнолимонитовые зернистость, редко примитивски зернистость, иногда монитовидные структуры. Гранодиориты состоят из плагиоклаза (45-60%), кварца (15-25%), калиевого полевого шпата (10-20%), роговой обманки (5-15%) и биотита (2-10%). В кварцевых диоритах количество плагиоклаза № 29-87 достигает 65-80%, кварца - 15%, калиевого полевого шпата - 5-7%, роговой обманки - 5-15%, биотита - 5-20%. В диоритах и их кварцеводержащих разновидностях количество кварца уменьшается до 1-5%, калиевого полевого шпата - до 0-5%, темнопелитных увеличивается до 35%. Граниты - розовато-серые среднезернистые породы с гранитовой структурой, состоящие из плагиоклаза № 25-29 (30-35%), микроклина (30-35%), кварца (25%), биотита (6-8%), роговой обманки (1-4%). Акцессорные минералы пород этой фации представлены цирконом, апатитом, сфеном, ортитом, рудными минералами.

По химическому диориты и кварцевые диориты близки к среднему типу анатолитичных пород, но Дали, отличаюсь от них пониженным содержанием свободной кремнекислоты (табл. I). Из элементов-примесей для рассматриваемых гранитоидов характерны стронций и кобальт.

Метаморфические образования и древние интрузии скоплениями значительных изменений в контакте с гранитоидами не испытывают. Только на правобережье Удкхна на небольшом (15-20х2-5 м) участке архейские породы, вероятно, глиноземистого ряда преобразованы в андалузитовые роговики, состоящие из кварца (30-85%), андалузита (7-12%), мусковита (до 2-5%), редко биотита (до 1%).

Процесс контактового метаморфизма интенсивно проявлен в мезозойских вулканиках. В бассейне Мухунга в зоне шириной до 1 км они превращены в биотитовые, реже биотит-лимонитовые роговики.

Граниты лейкократовые биотитовые, иногда пегматитовые

(У 8 К1) - весьма характерные породы, легко отличимые от всех интрузивных образований района. Они сложены протяженным (до 45 км) трещинное тело в нижнем течении рек Удкхна и Удкхан, на стыке Удского прогиба со структурой фундамента, а также пе-

лий рек небольших (1-8 км²) штоков в бассейнах рек Сатма, Ампар, Мухунга. Тела лейкократовых гранитов выщеплены докембрическими метаморфическими и интрузивными образованиями, раннемазовыми гранитоидами второй фазы и эффузивами джелонской свиты. Последние в контакте с рассматриваемыми гранитами превращены в биотитовые роговики. В других образованиях граниты преобладают в биотитовые роговики. В других образованиях граниты преобладают в биотитовые роговики. В других образованиях граниты преобладают в биотитовые роговики.

Интрузивы в нижнем течении р. Удкхна с впадины впадины гранитов с нижнемеловыми отложениями боконой свиты по тектоническому контакту, и лишь по левому борту Удкхна, выше устья р. Куча, видно наложение этих отложений на лейкократовые граниты. Восточная часть массива сложена розовато-серыми и розовыми крупнозернистыми порфировидными гранитами. На отдельных участках они постепенно переходят в среднезернистые разновидности. В краевых частях, но не повсеместно, развиты фации мелкозернистых порфировидных гранитов и гранит-порфиров, шириня выхода которых обычно не превышает 50 м. К западу от разлома, проходящего по р. Куча, в краевых частях интрузивы распространены среднезернистые, иногда пегматитовые, а в центральной части - средние - крупнозернистые порфировидные граниты. Небольшие тела в среднем течении рек Сатма и Ампар сложены среднезернистыми, иногда переходящими в мелкозернистые, гранитами. В бассейне Мухунга отмечаются преимущественно мелкозернистые, в краевых частях порфировидные, вплоть до гранит-порфиров, лейкократовые биотитовые граниты.

Для гранитов характерны розоватые тона окраски и своеобразный дымчатый кварц. В порфировидных разновидностях микроклина и плагиоклаза составляют 15-25% объема породы. Изредка в мелкозернистых разновидностях отмечаются микродолитовые пустоты. Структура пород гранитовая, типичнолимонитовая, участками пегматитовая. Они состоят из калиевого полевого шпата (25-50%), плагиоклаза (15-40%), кварца (30-50%), биотита (до 4%) и акцессориев (циркон, апатит, сфена, монацит, рудного минерала).

По химическому составу лейкократовые граниты относятся к нерешенным кремнеземом и богатым щелочами породам. Они близки к аляскинам по Дали (табл. I). Из элементов-примесей характерны молибден и ниобий.

ПОЗИЦИИ МЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ (?)

Диоритовые порфиры и микродиориты ($\beta\gamma\delta\epsilon\zeta\eta$?) распространены крайне ограниченно и только в южной части района, где они прорывают отложения боконой свиты, что и является основным признаком их принадлежности к поздне меловым. Эти породы содержат дайки мощностью от 0,6 до 3,5 м северо-восточного ($15-40^\circ$) и меридионального простирания. Контакты даек с вмещающими породами четкие, призматические, иногда слабоизвилистые, крутонадавшие ($70-90^\circ$).

Контактовые изменения выражены слабо и не всегда. Обычно это слабый хлоритизация и окварцевание цемента труднообломочных пород в зоне шириной не более 10-15 см. Диоритовые порфиры в зоне эндоконтакта шириной до 10 см приобретают диалектичную текстуру, обусловленную одинаковой ориентировкой выкристалликов. Диоритовые порфиры - темнокварцевые микрозернистые породы с выкристалликами ($10-25\%$) платноклава и роговой обманки. Структура основной массы микроприматически зернистая. Образована она платноклавом $\mu 36-40$ (55%) и роговой обманкой (45%). Микропорфиты отличаются от диоритовых порфиров только эфирной структурой. Очевидно, эти образования распространены в районе более широко, но отделить их от сходных по составу даек другого возраста на участках, где нет отложенных боконой свиты, пока невозможно.

МЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

В северной части района достаточно часто встречаются дайки гранит-порфиров ($\alpha\beta\gamma\delta$), гранодиорит-порфиров ($\epsilon\zeta\eta\theta$), аддитов ($\rho\kappa$), диоритовых порфиров ($\lambda\mu$) и спессартитов ($\nu\pi$). Они залегают в массивах раннемеловых гранитоидов или южнее них, реже вне простираниями связи с интрузивами. Верхняя возрастная граница даек не установлена. Поэтому объединение их в одну группу вынужденное. Здесь могут оказаться разновозрастные образования, разделять которые, из-за отсутствия геологических реперов, практически невозможно.

Простирание даек северо-восточное ($20-45^\circ$), режа субмеридиональное. Дайки обычно крутые ($60-80^\circ$). Мощность варьирует от долей метра до 10-20 м, режа более. Контакты с вмещающими по-

родами резкие, призматические, редко непрямолинейные, извилистые. Наиболее ранними, очевидно, является дайки среднего состава, так как в гранодиорит-порфирах отмечаются конкреции диоритовых порфиров и спессартитов. Наиболее распространены дайки гранодиорит-порфиров. В среднем течении р. Уджикан и в верховьях р. Солоненного они образуют дайковые поля площадью около 20 км². Эти поля вытянуты в северо-восточном направлении.

Для жильных пород среднего состава характерны призматически зернистые порфировые структуры. Количество выкристалликов платноклава и роговой обманки колеблется от 2-5 до 25%. Породы кислого состава обычно мелкозернистые, серого и розовато-серого цвета и по составу не отличаются от выделенных интрузивных разновидностей.

Т Е К Т О Н И К А

Северная часть территории листа N-52-ХУШ расположена в пределах складчато-глыбовой зоны Становника-Джугджур, а южная - в пределах углового наклонного прогиба. Во многом определяющая роль в создании структуры района принадлежит процессам мезозойской тектоно-магматической активизации, с которыми связаны формирование вулканических даек южной свиты и меловых гранитоидов.

До последнего времени зона Становника-Джугджур рассматривалась как зона собственно протерозойских, образующихся с юга архейские структуры Алданского щита. Однако работами последних лет в восточной части зоны установлены и архейские образования, слагающие Чотарское глыбовое поднятие [30], западная часть которого находится на территории листа N-52-ХУШ. С запада Чотарское глыбовое поднятие обрамляется раннепротерозойскими складчатыми структурами.

Чотарское глыбовое поднятие, сложное архейскими образованиями, от восточной границы листа распространяется в юго-западном направлении на правобережье Уджикан и далее по отдельным фрагментам прослеживается до долины Уды, где погружается под раннемеловые отложения. Ширина выхода на поверхность структур поднятия достигает 30 км. С севера и юга они ограничены глыбинными разломами, в определенной степени обусловившими распределение интрузивных образований. Свая Чотарская глыба рассечена многочисленными преимущественно субгоризонтальными относительно простирания архейских пород разлома-

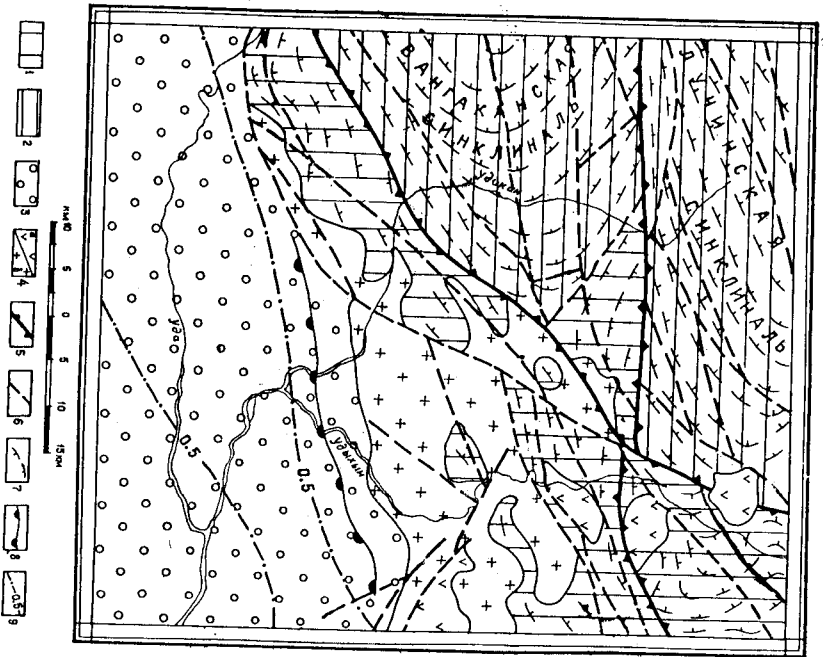


Рис. 2 Тектоническая схема листа N-52-ХУП
М-Об 1:500 000

Складчато-глибовая зона Ставрополя-Любимовки: 1 - структура, сложенная архейскими образованиями (Чотарское глыбовое поле) и 2 - структура, сложенная нижнепротерозойскими образованиями; 3 - раннемоловый дискоидальный прогиб; 4 - магматическая образования эпохи мезозойской тектоно-магматической активизации; 5) афазивные, 6) интрузивные; 5 - главные разломы; 6 - прочие разломы; метаморфические образования протерозойской границы мезозоя; 9 - линии равных глубин залегания фундамента (в км)

ми на целую систему блоков и насыщена массивами разновозрастных интрузий, что в условиях недостаточной обнаженности и широкого, но неравномерного проявления расчлененных и дивергента горных пород практически не позволяет воссоздать общую картину складчатых структур. Поэтому строение Чотарского глыбового подъятия приходится рассматривать по отдельным участкам.

В тектоническом блоке на северо-востоке, в верховьях р. Мурилы и по р. Улькы простирание пород архей почти меридиональное, падение западное. Далее к югу, в придолинной части р. Мурилы, простирание изменяется на субширотное, а около р. Улькы становится северо-западным ($310-320^\circ$) с падением к северу. Такая конфигурация выхода слоев в плане, учитывая встречное падение их, может указывать на то, что образования архей смяты в довольно широкую оборванную разломом с юга и запада синклиналь. Падение пород на крыльях ее в общем некрутое - $30-45^\circ$, редко $60-70^\circ$. В местах изменения простирания на меридиональное, где, по-видимому, фиксируется центригинальное замыкание структуры, угол падения слоев уменьшается до 20° . Синклиналь осложнена складками различной величины и морфологии. Чаще встречается симметричные синклинальные и антиклинальные складки шириной 10-50 м, редко 0,5-4 км. Асимметричные или изоклинальные (обычно опрокинутые к юго-западу под углом $40-60^\circ$) складки редки. Вероятно, погружения всей синклинальной структуры происходит в северо-западном направлении, что подтверждается не только общей геологической ситуацией, но и погружением шарниров небольших складок и свободальности (взгляд $300-320^\circ$, угол $5-15^\circ$, редко 25°).

В пределах рассматриваемого тектонического блока пород почти повсеместно расчленены. Чаще расчлененные совпадают со слоистостью или пологостью, реже они пересекаются под различным углом как по простиранию, так и по падению.

К югу от р. Мурилы архейские образования имеют в общем устойчивое северо-восточное простирание и падают к северо-западу и юго-востоку. Падение обычно крутое ($75-80^\circ$), нередко вертикальное, лишь изредка наблюдается сравнительно пологий (35°) наклон слоев. Представляется, что первоначально породы были смяты в систему сопряженных антиклинальных и синклинальных складок, на что может указывать смена падения их в смежных тектонических блоках.

К юго-западу от долины р. Улькы архейские образования сматывают относительно небольшие по площади остатки кровли интрузий, коренные обнажения горных пород встречаются здесь крайне редко. Исключение составляет лишь выход архей около долины р. Уда. На се-

бере этого участка простирание реликтовой миттагвадлонной подос-
частости и слоистости (последняя в единичных пунктах устанавлива-
ется по переслаиванию гнейсов и амфиболитов) северо-восточное,
падение по азимуту 300-330°, под углом 20-30°, редко до 45°. Южнее
простирание приближается к широтному, с пологим (20-40°) падением
к северу, а непосредственно около р. Уды изменяется на северо-за-
падное.

С запада и северо-запада Чогарское глибовое подпятие обрам-
ляется раннепротерозойскими структурами, которые в целом прило-
сабливаются к конфигурации глыбы. Нижнепротерозойские образования
вместит большое количество массивов раннепротерозойских интрузий
и секций многочисленными, различно ориентированными тектоническо-
кими разрывами. Если интрузивные тела, особенно древностаро-
трянитов и отчасти кварцевых диоритов, в большинстве случаев зале-
гают согласно или почти согласно с вмещающими породами и в общем
подчеркивают их структуру, то разлом разделяет эти образования
на отдельные блоки и затрудняет реконструкцию складчатых структур.
Все же представляется, что образования нижего протерозоя перво-
начально были сматы в антиклинальную структуру, ось которой почти
в широтном направлении проходила через верховья р. Удкян в бас-
сейн Арца. В последующем антиклиналь почти полностью была уничто-
жена движениями в связи с Удкянским разломом, и в настоящее вре-
мя картируются только ее фрагменты. К северу от зоны Удкянского
разлома породы падают в северою направлении, а к югу - в южном
или юго-западном. Здесь лишь местами непосредственно около зоны
отмечаются падения к северу под углом 30-50°. На этом же участке
наблюдались мелкие складки, шарниры которых поружаются по азим-
уту 200-300° под углом 5-20°, что, вероятно, соответствует перво-
начальному поружению антиклинали.

К югу эта антиклиналь сопрягалась с Вангякянской синклинали,
представлявшей собой относительно простую ступенчатую структуру,
форма которой во многом была предопределена чередованием Чогарско-
го глибового подпятия, Вангякянской синклинали и сложена гнейсами
нерундической свиты с крупными солончскими или почти солончскими те-
лами раннепротерозойских кварцевых диоритов. Максимальная ширина
складки 25 км. Ось ее в субширотном направлении проходит от доли-
ны р. Удкян в устье р. Вангякя. На южном крыле породы падают к
северо-западу под углом 15-60°, на северном - к юго-западу под
такими же углами. На центриклинальном замыкании структуры, кото-
рое фиксируется по р. Удкян и в междуречье Удкян-Вангякя, они
падают на запад 260-280° под углом 20-40°. Шарнир складки, судя
по замерам линейности, полого (10-15°) погружается к западу.

К северу от зоны Удкянского разлома нижепротерозойские об-
разования почти везде простираются в субширотном - северо-восточ-
ном направлении и моноклинально под углом от 45 до 70° (в сред-
нем 55-50°) падают в северных румбах. В этом же направлении вна-
ривается и разрез южного протерозоя, образованиями которого сло-
жено южное крыло Лучинской синклинали. Другое крыло и центрикли-
нальное замыкание структуры намечаются в бассейне р. Курур. В юго-
восточной части р. Нерунда (приток Курура) слою падают по азимуту
0-350°, а в 4 км выше устья простирание слоев с субширотного из-
меняется на северо-западное с падением в западных румбах. Очеви-
дно, здесь фиксируется центриклинальное замыкание синклинали. Шар-
нир ее от р. Нерунда полого поружается по азимуту 290-300°. Цент-
ральная часть и северою крыло Лучинской синклинали почти перпен-
дикулярно накладываются на северою территорию [26].

Крылья Вангякянской и Лучинской синклинали осложнены допод-
нидельными складками шириной до 2 км, чаще 50-200 м. Складки сим-
метричные и асимметричные. Моноклинальные складки встречаются ред-
ко и преимущественно в пределах Вангякянской синклинали, где осе-
вые плоскости их наклонены к северу. Шарниры мелких складок под
углом 5-10° погружаются к западу по направлению поружения всей
раннепротерозойской структуры.

Мезозойские эффузивы сохранились в относительно небольших по
площади тектонических блоках или ксенолитах кровли раннемоловых
гранитоидов. В южной части тектонического блока по р. Мурдиль, где
выходят вулканично-осадочные отложения, надлежно устанавливаются
падения пород к северу под углом 20-30°. На северной окраине бло-
ка на фундаменте ложатся падающие к югу лавы.

В блоке по р. Удкян, ниже устья р. Мурдиль, вулканисты просты-
раются по азимуту 300-310° и падают на юго-запад под углом до 20°,
а южнее, выше устья р. Сатва, падение изменяется на обратное под
таким же углом. Аналогичный характер дислоцированности эффузивов
можно предполагать и на других участках, где из-за неудовлетвори-
тельной обнаженности и внешне однообразного состава пород нельзя
достоверно судить об их залегании. Имеется немногочисленные
данные скорее всего указывают на то, что эффузивы джалоуской сви-
ты в общем случае образуют отрицательные структуры типа синкли-
нальных. Возникновение их, видимо, обусловлено не собственно склад-
чатыми процессами, а дифференцированными движениями фундамента.

Наряду с общим пологим залеганием вулканических образований
в ряде пунктов, в частности в береговых обнажениях р. Удкян, ино-
гда устанавливается наклон фундаментальности под углом до 80°. Такое

крутое падение создано не свойственно покровным фациям. Это частное явление, обусловленное особенностями древнего рельефа или, возможно, указывающее на наличие вулканических жерлов, которые при картировании здесь не были установлены.

Удской надлокальной прогиб выполенен преимущественно-континентальными отложениями боковой свиты. Эти отложения залегают очень спокойно. Вдоль борта прогиба они полого (около 5°) падают к югу, хотя на отдельных участках устанавливается залегание под углом 10-15-20°. Последнее скорее всего связано с нарушением залегания отложений вблизи разрывов. В южном направлении происходит постепенное выполаживание падения слоев, и в обнажениях по р. Уле они лежат горизонтально. На правобережье Ули коренных обнажений торных пород почти нет. По данным дешифрирования аэрофотограммов, с помощью которых структурные особенности боковой свиты устанавливаются достаточно четко, отложения залегают также полого. Южнее территории листа М-52-ХУШ отмечается пологий наклон слоев в северном направлении, что указывает на синклинальную структуру прогиба с очень пологими крыльями и горизонтально лежащими слоями в ее муфте. По данным правительственной съемки [5], фундамент Удского прогиба сложен метаморфическими и интрузивными образованиями. Четвертичные отложения не детализированы.

Важное значение при формировании структур района имеет разрывная тектоника. Большинство разломов имеет субширотное северо-восточное направление, реже встречаются разрывы северо-западного простирания. Определенными были нарушения первого направления, контролирующие размещение разновозрастных интрузий.

Наиболее крупной разрывной структурой является Удхинский разлом, отделяющий Чочарское глыбовое поднятие от раннепротерозойских структур. К зоне разлома приурочены разновозрастные интрузивные тела и эффузивы джелонской свиты. Удхинский разлом в широтном направлении протягивается из бассейна р. Арги на правобережье р. Зыльга и через бассейн р. Муриды уходит за пределы района. На западе, в бассейне р. Арги, разлом контролируется зоной расчлененных пород шириной от 1 до 5, иногда до 8 км. На правобережье р. Зыльга зона расчлененных пород имеет ширину 1,5 км. Затем к востоку от р. Куржман (приток р. Зыльги) Удхинский разлом разделяется на две ветви. Одна из них проходит по правобережью р. Удхин по азимуту 30-40°, а вторая - в широтном направлении вдоль р. Муриды. В блоке, ограниченном этими разрывами, архайские образования сильно расчленены и деформированы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Сами разрывы трансформируются катаклизированными брекчи-

рованными породами, местами - блоками глыбистыми. Плоскости сместителей падают к северу под углом 70-80°.

Еще один крупный - Нижне-Удхинский - разлом из бассейна нижнего течения р. Удман по азимуту 40-60° прослеживается на левобережье Удхинья, где он практически совпадает с Удхинскими разломами. Зона Нижне-Удхинского разлома, который контролируется телами раннеглыбовых гранитоидов, образована системой сложной сопереженных разрывов, выраженных зонами катаклизированных и расчлененных пород. Особенно интенсивно расчленяются проявлено в верховьях Сетини. Здесь в краевой части Чочарского глыбового поднятия породы в покое шириной около 200 м превращены в хлоритовые и кварцено-хлоритовые сланцы - блоками глыбистыми. В других случаях ширина зон катаклиза вдоль отдельных разрывов не превышает 10 м. В целом системой соликенных нарушений образована мощная (шириной в несколько километров) зона неравномерно катаклизированных пород. В ее пределах отдельные маломощные зоны круто (до 90°) падают в северном направлении.

Кроме этих крупных дисмктивных структур, установлено большое количество разрывных по масштабу нарушений, которые в западной части района имеют субширотное (70-90°) простирание, изменяющееся к востоку на северо-восточное (40-50°). Большинство этих разломов дешифрируется на аэрофотограммах и распознаются по зонам катаклизированности от 1-2 до нескольких десятков метров. Эти зоны падают к северу под углом 70-90°.

Разрывы северо-западного направления выделяются сбросами и по сравнению с нарушениями северо-восточного простирания имеют меньшее распространение. Они установлены, главным образом, при дешифрировании аэрофотограммов и выражены маломощными (1-2 м) субвертикальными зонами катаклизированных, брекчированных, редко суб-фациализированных пород.

Нарушения обеих групп секют все образования района, включая раннеглыбовые отложения. Движения по некоторым разрывам не прекращались и в четвертичное время, о чем наглядно свидетельствуют геоморфологические данные. Есть основания предположить, что ряд разломов субширотного направления представлял собой структуры древнего заложения, так как ими обусловлено размещение не только раннеглыбовых интрузий, но, по-видимому, и раннепротерозойских гранитов.

В геологической истории района четко намечаются две стадии. Первая стадия - это развитие в условиях высокой мобильности земной коры вплоть до превращения региона в область завершающей склад-

частости. Вторая стадия — тектоно-магматическая активизация жесткого сооружения, продолжавшаяся после длительного периода относительного тектонического покоя.

Воссоздать историю района в раннем докембрии можно лишь приблизительно. В архейское время, как это можно предположить по надобру пород, происходило накопление отложений вулканогенно-терригенной формации, характерной для подлинных участков земной коры. В последующем, когда общее погружение в отдельных зонах сменялось поднятием, произошло становление интрузивных основных и ультраосновных пород. В период поднятия главной фазы архейского тектоногенеза породы претерпели метаморфизм в условиях гранулитовой фации. Ультраметаморфизм сопровождался образованием пегматитно-метасоматических алескитовых гранитов.

В раннем протерозое район также прошел полный цикл развития геосинклинального типа — осаконкамливание, складчатость, интрузивный магматизм, метаморфизм. Метаморфические породы нижнепротерозойского комплекса сформировались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма с широким развитием выделений ультраметаморфизма. С последнего связано образование анатектичных осаконкамливающих гранитов древнегетозойского комплекса. К моменту образования основной фазы раннепротерозойской складчатости архейские структуры обладали уже определенной жесткостью и в значительной мере преобладали над основным направлением раннепротерозойского складчатости. С этой фазой следует, вероятно, связывать расчленение и разгерметизацию метаморфизм гранулитов окраины Чотарского глыбового поднятия в условиях амфиболитовой фации. Поздние этапы раннепротерозойской истории нашли отражение в становлении последнегетозойских интрузивов.

С конца раннего протерозоя район представлял собой область завершенной складчатости. В позднепротерозое время начались тектоно-магматическая активизация этого жесткого сооружения. Определительную роль играли в этих процессах крупные разломы субширотного-северо-восточного направления, которыми контролировалось изгибание амфиболов-железнодорожной свиты и в ретконкамливание восточной Удского вулканогенного пояса. С вулканизмом тесно во времени и пространстве сопряжено становление раннекембрийских интрузивов, в результате которых основное значение сохранил те же крупные разрывные структуры. Трещинные тела гранитоидов имеют субширотное или восток-северо-восточное простирание. Большая часть их приурочена к осадочной зоне на стыке докембрийских структур с Удским надолонным простиранием.

Накопление нижнекембрийских пресноводно-континентальных отложений в Удском прогибе началось после того, как на дневно поверзность были выведены раннекембрийские гранитоиды. В ранне- и среднекембрийское время условия седиментации были относительно стабильными. В позднекембрийское время область снова к северу от прогиба испытала разрыв поднятия, что отразилось в накоплении конгломератов верхней подсытки кембрийской свиты.

В последующем для района также характерен континентальный тип развития. До настоящего времени он сохраняет тенденцию к устойчивому возвышению. Это возмещение неравномерно: южная часть территории, где сохранились отложения боконовской свиты, отстоит от северной. В пределах последней движения носят дифференциальный блоковый характер, что усугубляется по наличию амфиболов-железнодорожной свиты среди древних образований и по особенностям современного рельефа (антеценденные участки речных долин, широта и морфология речных долин, их продольный профиль, тектонические участки, по которым сохранились участки с различными рельефом, но одинаковым геологическим строением).

Г Е О М О Р Ф О Л О Г И Я

Нестектонические движения в сочетании с экзогенными процессами обусловили возникновение современного рельефа. В зависимости от преобладающей роли определенных рельефообразующих факторов выделяются следующие генетические элементы рельефа: денудационно-эрозийные, эрозийно-денудационные, денудационные и аккумулятивные (речные террасы).

Денудационно-эрозийные склоны сформированы на метаморфических породах и, в меньшей степени, на амфиболов-железнодорожной свиты. Они занимают около половины территории и в основном приурочены к водораздельным простираниям и горам с высотой 380-1427 м над уровнем моря. На отдельных участках они образуют коренные борты долины Удканы, Удканы, Уды и других рек. Определительными в формировании денудационно-эрозийных склонов явились процессы эрозии и правитационного сноса.

В районе среднегорья денудационно-эрозийные склоны образуют узкие (8-10 м) сложное разветвленные террасы водоразделов и горные гряды с крутинами (25-40°) выпуклыми или прямыми склонами, по крутинам незакрепленным и глыбовыми осыпями; местами встречаются

денудационные останцы. Верхний гряд преоб- или конусовидные. При удалении от осевой части средневысотных хребтов рельеф несколько меняется. Верхняя часть водоразделов становится более широкими (30-100 м), верхний гор - куполовидными или столбовидными. Склоны при этом волнистые, крутизна их все еще остается значительной (15-25°). Каменные осыпи встречаются еще достаточно часто, на отдельных участках они закреплены растительностью; денудационные останцы редки.

Долина водотоков в горных районах, в верховьях имеет обычно разветвленную у-образную форму. Продольный профиль их не выровнен, крутой, часто ступенчатый, русла изобилуют порогами, местами водоток проходит по коренному ложу. Выше по течению характер долины меняется мало. В среднем течении дна крутизна рек (Удхын, Уликан) долины имеет у-образную или умерьивидную форму и крутой порожистый продольный профиль. Берега крутые, нередко обрывистые. Террасы встречаются на отдельных непротяженных участках. В устьях небольших ручьев и речушек, расчленяющих склоны долины, формируются конусы выноса из плохого сортированного глинново-песчанистого другого генезиса заметен по перелому в рельефе.

Эрозивно-денудационные склоны образуют низкотеррасные хребты и холмисто-увалистые предгорья с воссольными отметками 220-800 м. Развиты они в бассейнах рек Эльбалакит, Амлар, Ванга, в междуречьях Уда-Уликан и других местях. Эти склоны образовались преимущественно на песчано-конгломератных отложениях боковой свиты и менее типичны для участков, сложенных интрузивными и метаморфическими породами. Основную роль в их формировании играли пропески денудации.

Эрозивно-денудационные склоны образуют столбовидные, реже куполовидные верхний гор и холмов, раздельные широкие седловинки. Они имеют волнистый или прямой поперечный профиль. Местами они ступенчатые, что обусловлено переслаиванием разнородных точневосты пород. Крутизна склонов изменяется от 6-10 до 12-15°. Нарезка на задернованных и поросших лесом склонах встречается глыбово-обломочные осыпи, отдельные скальные останцы (в основном травяные) и солончужные лавозащиты. Долины водотоков травяные-пойменные террасы. Переход склонов к дну рек долины обычно плавный, ступенчатый, нередко маскируется дельтавидными шлейфами.

Денудационные субэрозивные поверхности (поверхности выравнивания) встречаются в виде отдельных разобщенных площадок на

всодельных отметках от 560 до 1100 м в пределах среднегорного рельефа и от 220 до 640 м в пределах низкотеррасного рельефа. Ширина на площадках колеблется от 0,2 до 1 км, максимальная длина - 6,5 км. Продольный профиль их слабоволнистый, уклон в сторону речных долин составляет 1-6°. Нарезка на денудационных поверхностях встречается эрозивные развалы и останцы коренных пород. Переход к склонам иного генезиса почти всегда четкий.

В районе выделяется четыре субэрозивные поверхности, созданные деятельностью рек (речные террасы).

Раннечетвертичная (?) аккумулятивная терраса установлена на правобережье Ули и в верховьях Арги. Уступ ее во многих местах нечеткий. Так, где он сохранился, высота его колеблется от 3-8 до 20-25 м, а наклон - от 6-15 до 25-35°. Уступ залесен и нередко расчленен короткими распадками. Ширина террасы 0,4-5,5 км. Поверхность ее на залесенных участках сухая, слабоволнистая или ровная, на открытых заболоченная, кочкватно-мелкобугристая. Бугры моховые, высота их равна 0,3-0,5 м. Уклон террасы в сторону реки 3-8°. Высота ее над урезом воды на правобережье Ули 60-80 м, в верховьях Арги - 30-40 м. Таловой шов не выражен.

Среднечетвертичная терраса (аллювиальная или покровная) имеет в долине большого р. Уда. Уступ террасы выражен хорошо. Если он сложен аллювием, то высота его составляет 3-5 м и наклон 5-12°, а если коренными породами, то высота равна 18-25 м и наклон составляет 20-30° и более. В местах подмыта реками уступ обрывистый. Ширина террасы значительная (до 10,5 км). На заболоченных участках поверхность террасы поросла угнетенным листовидными редколесом, мохово- или кочкватно-бугристая с частыми террасовыми западинами неправильной или округлой формы. Глубина западины 0,5-1,5 м, ширина от 2-3 до 20-30 м. Берега их бугристые. Бугры пучения сложены торфом или суглинистым материалом с галькой. Между западинами возвышаются сухопольные острова (валки), четко выделяющиеся среди заболоченных пространных по высокому и тугому древостоем. Превышение речок над поверхностью террасы составляет не более 0,5 м. Сухие участки террас слабоволнистые, залесенные. Уклон поверхности в сторону русла равен 2-4°. Таловой шов не выражен.

Позднечетвертичная терраса (аккумулятивная или покровная) имеет высоту 4-6 и 6-12 м. Она развита в долинах почти всех рек. Уступ ее обычно четко выражен, высота его равна 1-5 м, крутизна достигает 20-25°. Бровка отглажена. В местах подмыта ре -

кой уступ обрывистый. Ширина террас изменяется от 0,1 до 2,4 км. Поверхность неровная, участками заболоченная, кочковатая. В долинах рек Ульхан и Уликан терраса расчленена множеством заболоченных или запоненных водами старорецид и ложбин глубиной 0,5-1,5 м и шириной до 20-50, редко до 200 м. Между понижениями встречаются сухопольные залеженные острова-репки. Уклон поверхности террас в сторону русла 1-3°. Тыловой шов четко выражен.

Современная терраса (высокая и низкая поймы; в долинах не- крупных водотоков расчленить пойму на два уровня обычно трудно). Высокая пойма имеет крутой, часто обрывистый уступ высотой 1,5-2,5 м с хорошо видной бровкой. Поверхность ее сухая, волнистая за счет расчленения протоками, промоинами и старыми руслами. На ней растет высокостебельный тополево-ивовый или елово-лиственнич с березой лес. Тыловой шов фиксируется понижением шириной 10-20 м и глубиной 0,3-1 м. Поверхность низкой поймы неровная, бутристая, с большим количеством кос, отмелей, прогек и везров обслуживания. Высота ее равна 0,5-1,5 м.

По особенностям развития район можно разделить на две части: южную, где с начала четвертичного периода, возможно с конца неогена, сохранилась тенденция к аккумуляции рыхлого материала, и северную, являющуюся областью устойчивого неравномерного возмещения.

В южной части (долина р. Ули и ее притоков) аллювиальные отложения распространены значительно; местами они золотосодны (реки Эльбачекит, Мус, Тавпта и др.). Отложения подвергались неоднократному частичному перемыву, что привело к рассеянию золота по различным горизонтам аллювия. Учевидно, над более благоприятными для поисков сформированных золотосодных пластов выявляются признаки "законсервированные" части долины и участки долин, не затронутые регрессивной эрозией.

Северная часть территории является областью слабых и умеренных поднятий. Для нее в пределах среднегого рельефа характерны тупоский (350-500 м) эрозийный врез и тупая сеть сочных притоков. Это вызывает широкое (по площади и на глубину) вовлечение в переработку текучей водой огромных масс осломочного материала и приводит к обогащению золотом аллювия, даже при разрушении слабо минерализованных пород. При прочих равных условиях, по аналогии с известными в районе россыпями, наиболее благоприятны для накопления золота долины, имеющие ступенчатый продольный профиль. Как правило, в верховьях долины они крутой, а в средних и нижней части становятся более пологими, что определяет накопление зерен тяжелых минералов на этих интервалах. В известных россыпях плотным являются расчленованные породы, ориентированные под углом к долине (реборзны). Такие породы отмечаются только вдоль крупных разломов (Ульханский и др.). К зонам этих разломов приурочены известные россыпи, в связи с ними отмечаются также известные золотосодержащие коренные породы. Таким образом, намечается хотя и не совсем уверенно, прямая связь россыпей с коренными источниками.

В пределах эрозивно-денудационных поверхностей господствуют процессы склоновой денудации и активная роль принадлежит соковой эрозии. Долина рек хорошо разрабатанная, имеет пологий продольный профиль и развитую пойму. Сочленение днищ долины со склонами плавное, завалированное делювиальным чехлом. Медленное движение делювия, усиливаемое солифлюкционным смещением рыхлых масс по пологим склонам, способствует разрушению и измельчению обломков и, по-видимому, выводу значительной части золота еще в делювиальную стадию выветривания. Обогащение современного аллювия металлом происходит и за счет перемыва аллювия более древних террас. Последняя уничтожается соковой эрозией и сохранились только на отдельных участках речных долин, преимущественно в нижнем течении.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Поисковая изученность территории невысокая. Здесь в м-бе 1:200 000, местами 1:100 000 осуществлено шихозное и металлогенетическое опробование аллювиальных отложений гипсосеми. При геологических работах м-ба 1:200 000 на ряде оправоченных по плю-

Часть участков с признаками рудной минерализации выполнен несоль-
шой объем полевых работ (маршрута, канавы, металлометрическое
опробование склоновых отложений и др.). Кроме того, в разное вре-
мя были проведены поиски россыпных месторождений золота. В резуль-
тате всех этих работ установлены проявления желва, золота, свин-
ца, слюды-мусковита и других полезных ископаемых.

Сведения о полезных ископаемых даны на карте по состоянию
на 1 января 1972 г.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ч е р н о е м е т а л л и

Железо

На правобережье Улькина (П-4-1) зарегистрирована ферромагнит-
ная аномалия протяженностью 4 км в изолинии 4800 гамм. Экстре-
мально значеные около 10 000 гамм. Аномальные значения магнит-
ного поля вызваны архейскими магнетитосодержащими пироксенитами.
Ширина выхода их на дневную поверхность около 100 м. Распреде-
лие магнетита равномерное. Содержание железа не превышает 12-13%.

В верховьях Улькина (I-4-1, I-4-2) и на левобережье руч. Ку-
румкан (I-3-3) среди архейских метаморфических образований в де-
лвийи найдены единичные глыбы магнетитовых вкфидолитов и матче-
титовых гранат-тремолит-кварцевых сланцев. Во всех случаях со-
держание магнетита по визуальной оценке составляет 40-50%. По
результатам химического анализа штуфов содержание железа в мат-
челитовых вкфидолитах достигает 38-39%. Проявления не изучены,
но, очевидно, параметры их незначительны, поскольку они не за-
фиксированы аэромагнитной съемкой. На протяжении Курумкан кана-
вами, пройденными по линии через 20 м, руды в коренном залегании
не вскрыты.

Проявление магнетитовых руд известно и в связи с нижепро-
терозойскими метаморфическими образованиями. На водоразделе Ули-
кан - руч. Соломенный (I-2-2) среди гранат-биотитовых гнейсов не-
рудинской свиты установлены магнетитовые кварциты с содержанием
магнетита 17-30%. Судя по данным, магнетитовые кварциты стага-
ют непотраченную (до 15 м) линию мощности 1 м.

Незначительные параметры проявления желва и низкое содер-
жание полезного компонента позволяют дать им отрицательную оцен-
ку.

Ц в е т н о е м е т а л л и

Свинец

На правобережье Улькина, в 5 км выше устья руч. Соломенного
(П-1-1) распространены раннемагловые (?) гранодиориты, порывные
многочисленными дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и
диоритовых порфиров. В гранодиоритах проходит разлом почти ши-
ротного направления, который выражен здесь двумя субпараллельны-
ми зонами катаклизированных пород общей шириной около 50 м. К за-
паду и востоку зона быстро сужается до 2-10 м. В этой зоне грано-
диориты и дайковые породы интенсивно обожжены, сульфидизированы
(пирит, галенит, сфалерит), реже окварцованы. В штуфах из оквар-
цованных сульфидизированных пород, по результатам спектрального
анализа, содержится свинец (0,01-0,02%) и цинк (0,01-0,05%). Кро-
ме того, в ряде штуфов установлено золото (0,01-0,1 г/т) и се-
ребро (0,0001-0,0003%).

В бассейне руч. Аномального (П-2-1) на площади около 600 м²
среды развалов сланцев-благотомитов найдены глыбы разлом до
0,3 м сильно трещиноватого выделоченного кварца с содержанием
свинца 0,05%, меди 0,02%, серебра 0,001%.

Шиховым опробованием знаки галенита установлены в единичных
пробах, отобранных в бассейне р. Мурзил. Значительно чаще свинец
фиксируется в пробах донных осадков в количествах близких к
кварцовым (0,001-0,003%). Большинство этих проб просравственно
тыпоует к зонам Улькинского, Нижне-Улькинского и других крупных
разломов.

Цинк

В верховьях р. Уumkan (I-2-1) в небольшом (300x400 м) текто-
ническом блоке среди метаморфических образований нижнего протеро-
зоя сохранились эрулитные брекчия и лавобрекчия анезитов же-
лонской свиты, порывные дайками гранит-порфиров. Разломы, отря-
нивающие блок вулканигов, выражены зонами дробленых, местами
обоженных, пиритизированных, иногда окварцованных пород шириной
до 50 м. Наиболее интенсивная пиритизация отмечается в катаклиз-
ированных эрулитных брекчиях, нередко количество пирита достигает

в них 10-20% при ширине зон до 20 м. Однако содержание цинка в этих породах не превышает 0,01-0,02%.

В южной части блока вскрывается дикая катаклазированный гранит-порфир. Простирание ее северо-восточное (20-30°), мощность около 1 м. Гранит-порфир обокрени, с выкристаллизованностью пирита и сфалерита. В штуфах эгки пород содержится цинк (1-3%), медь (0,03-0,2%), серебро (0,0003%), кадмий (0,03%) и золото (0,03 г/т). Гранит-порфир по простиранию не прослежен, так как с севера и юга перекрыты аллювием.

Юголь Ульхынского разлома в бассейне р. Муриля и в верховьях руч. Сокоменного невисокие (0,007-0,03%) содержания цинка установлены в пробах донных осадков. В концентрованных осадках гидротермических проб, отобранных в верховьях р. Арги, по рекам Балдара-чан, Блоконт и в истоках руч. Сокоменного, цинк содержится в количестве 0,01-0,03%. В бассейне всех этих водотоков в катаклазированных, пиритизированных породах фиксируется незначительное (0,03-0,1%) количество цинка.

Алюминий

Проявления алюминия (I-I-I,2) установлены в северо-западной части района. Силикатные кристаллические сланцы образуют основные линзы и пласты в разрезе Тяжской свиты. Мощность их равна 2-3, редко до 5 м. По простиранию они не прослежены. Содержание силиката неостаточное и изменяется от 25-50 до 95-97%.

Редкие металлы и рас- сеянные элементы

Молибден

По правому борту долины р. Муриля (I-4-7) среди дифференцированных архейских гнейсов залегает небольшая линза белых гипосидеритовых калцифиров. В южной ее части, размером 0,8х0,5 м, содержится редкая рассеянная выкристаллизованность крупночешуйчатого (1-3 мм) молибдита. Содержание молибдена низкое - 0,02%.

В верховьях Тулькитана (II-4-4) в дельтавидных озерах встречается отдельная тонкая раннемеловая (?) гранитоидов с редкими тонки-

ми (до 1-3 см) кварцевыми прожилками, несущими выкристаллизованность молибдита, пирита и швелита. Гипотермальное (околорудное) изменение в гранитоидных не проявлено. Содержание молибдена в штуфах равно 0,1%, вольтфрам 0,01%.

В верховьях ручья Сокоменного и Аномального (II-2-2), в бассейне Ульхынского разлома, по данным опробования донных осадков, обнаружен ореол рассеяния молибдена на площади около 20 км². Молибден в количестве 0,0005-0,003% обнаружен в 25 пробах из 33. Источником выноса, очевидно, являются расследованные породы, содержащие до 0,003% молибдена.

Молибденит в незначительном (I-2 знака) количестве зарегистрирован в VI шиховой пробе. Большая часть эгки шихов поространственно тяготеет к раннемеловым (?) гранитоидам.

Вольтфрам

Минералогическим анализом швелит установлен в большинстве шиховых проб, но шиховые ореолы рассеяния обнаружены только на двух участках. В бассейне Сетни (II-3-1) на площади около 20 км², где распространены архейские образования, проявление раннемеловых или гранитоидов, швелит в количестве до 10 знаков обнаружен в 34 пробах. Здесь также встречаются молибденит, золото и кинноварь. Ореол рассеяния в бассейне Блоконти и Этгукка (III-1-1) пространственно совпадает с дифференцированными архейскими образованиями, проявленными раннепротерозойскими лейкокраповыми и двуслюдяными гранитами. Содержание швелита в 88 пробах изменяется от 10 зерен до 10 мг на 0,01 м³ промывной породы. Совместно с швелитом часто встречается монацит.

Редкие земли

В верховьях руч. Аномального выявлено четыре проявления редких земель (I-2-5,6,7,8). Эти проявления одноименны и представляют собой гнездобразные обособления архейских кварц-микроклинитовых метасоматов размером от 0,3х0,5 до 5х2 м, которые четко устоянно-ливаются и оконтуриваются по повышенной радиоактивности. В метасоматах выделяются оргит, бурый циркон и торит. Спектральным

анализом в метасоматитах установлены лантан (0,01-0,02%), церий (0,02-0,5%), редко земли (до 0,02%), а также цирконий (0,05-0,5%) и торий (0,02-0,1%).

На правобережье Свечи (П-3-2) среди расщелинчатых рогово-обманковых гнейсов выделяет согласная жила архейских палингено-метасоматических алмазиковых гранитов мощностью около 20 см. По данным спектрального анализа, в гранитах содержится лантан (0,03%), церий (0,5%), тафний (0,03%) и цирконий (0,5%).

Груты.

Ближенные знаки кинозари установлены в 54 шликерных пробах, отобранных из впадения рек Курумкан, Мурия, Мус, Таента и небольших притоков Уд. Киноварь преимущественно ассоциирует с золотом. Практическое значение проявления груты неясно.

В л а г о р о д н е м е т а л д и

Золото

На территории известны проявления рудного золота, непромышленные месторождения россыпного золота, а также ореолы рассеяния этого металла.

Проявление Западно (ЛУ-I-I) приурочено к Нижне-Удканскому разлому, вдоль которого архейские слюдитовые гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты в зоне шириной около 2 км расщелинчатые и диафторированы. Пространственные зоны изменяются с широтного на северо-восточное, падение к северу под углом 25-30°. В пределах зоны породы изменены неравномерно. В высяжем боку ее в погосе шириной 300-700 м они превращены в альбит-кварц-серпичитовые, альбит-кварц-хлоритовые и хлоритовые сланцы - бластомилониты фации эвальных сланцев. Аналогичные породы есть и в левшем боку зоны, где ширина выхода их достигает 150 м.

Лучше изучены бластомилониты со стороны высячего бока зоны. В западной части участка они почти на всю мощность вскрыты канавой длиной 250 м, а дальше к востоку продолжены маршрутами, магнитометрией и электровазальной методикой ЕП на 4 км. С флангов зона не оконтурена. Среди лимонитизированных, пиритизированных и участ-

ками окварцованных сланцев заделаны восемь пластов кварцитов с графитом и серпичитом. Мощность пластов изменяется от 0,5 до 5 м, расстояние между ними колеблется от 0,4 до 3 м по нормали. Пласты падают на север (0°) под углом 25-30°. Золото отмечается во всех равнонаклоненных породах в количестве от следов до 15 г/т. По-вышенное (свыше 1 г/т) содержание золота фиксируется в наиболее измененных сланцах и кварцитах. Ширина выхода этих золотосодержащих пород достигает 115 м (истинная мощность около 60 м). Среди них выделяется пять интервалов мощностью от 2 до 8 м со средним содержанием золота от 2,2 до 3,92 г/т. Визуально золото наблюдается только в кварцитах, где содержание его достигает 15 г/т.

Кварциты содержат гранобластовой структуры, тонко-, иногда микрополосчатой текстурой. Они состоят из кварца (85-90%), графита (10-15%), серпичита (до 1%). Кварц представлен двумя генерациями. Кварц первой генерации образует мелкозернистые гранобластовые агрегаты, с которыми ассоциирует графит. Более крупные зерна кварца второй генерации (метасоматический) обособляются в прерывистые линзовидные полоски. С этим кварцем ассоциирует золото. Оно образует неправильные, комковатые, реже вытянутые по сланцеватости зерна размером от 0,005х0,009 до 0,35 мм (в протолочках зерна золота достигают размера 0,02х0,5 мм). Иногда золотинки концентрируются в цепочки, согласные со сланцеватостью пород. Совместно с золотом присутствуют пирит (до 1%), лимонит (1%), рудил (до 1%). В золоте обнаружены серебро - 10%, медь - 0,0005%, титан - 0,1%, кальций - 0,02%, следы вольфрамия, марганца, железа, марганца.

В 100 м к востоку от рассоматированного пересечения с цепью завалки аномалии ЕП (-250 мВ) была пройдена канавка, вскрывшая верхнюю часть зоны шириной 30 м. Здесь она также представлена сланцами-бластомилонитами и рудистыми кварцитами. Золото содержится по всему пересечению в количестве от 0,2 до 68,5 г/т. Выделяется интервал мощностью 1,2 м со средним содержанием золота 30,4 г/т.

Проявление Западно изучено недостаточно. Для его оценки требуются дополнительные детальные исследования. При этом, по-видимому, следует ориентироваться на месторождения с большим запасами бедных руд.

Россыпные месторождения золота сформировались в единичной геолого-геоморфологической обстановке и обладают сходными чертами строения. Они приурочены к Удканскому и Нижне-Удканскому разломам, вдоль которых архейские образованные расщелинчатые и диаф-

горированы. Вблизи россыпей эти образования гидротермально изменены - окварцованы, серцитизированы, сульфидизированы, содержат также прожилки и линзочки кварца. Участки долин, где установлены россыпи, слабо террасированы. Проложный профиль долины ступенчатый. Золото чаще накапливается ниже ступеней (эрозивных уступов), образованных слабо расчленованными или массивными интрузивными породами и дайками. Аллювиальные отложения плохо сортированы. Мощность их равна 3,5-4, редко 5 м.

Золото распределено неравномерно. За исключением верхней части аллювия, представленной чаще всего иловатым материалом, металл отмечается по всему разрезу. Наиболее обогащены нижние слои аллювия и неровности плотика, образованного расчленованными, диффундируемыми гнейсами и амфиболитами. Связанность обычно под углом ориентирована к основному направлению долины. Золото слабо окатанное и неокатанное, встречается и в сростках с кварцем, что, очевидно, может указывать на незначительный перенос металла и объясняет неравномерное распределение его в аллювии. Золотосодержащие пласти не сформированы. Выделены они только по данным опробования и не имеют геологических границ. Значительная часть золота крупная. Вес отдельных золотинок достигал 3,5 г.

Россыпи изучены недостаточно, поэтому приведенные в табл. 2 основные параметры их в ряде случаев ориентировочные.

Суммарные ориентировочные запасы этих россыпей, по В.В. Фролову, составляют около 560 кг. В.В. Фролов [35] предполагает, что количество золота в россыпях может на 25-30% превышать приведенную оценку за счет крупного золота, не учтенного при определении среднего содержания в песках. Это предположение не имеет хороших аргументированных обоснований. Напротив, в середине 30-х годов на наиболее изученном Курумканском месторождении была проведена пробная эксгумбация. Вместо ожидаемых 8 т/м³ (среднее по блоку) было получено 1 т/м³ [35].

Шиховым опробованием золота в количестве от единичных зна-ков до весовых количеств установлено в аллювии многих водотоков. Пробки с золотом иногда встречаются разрозненно, но чаще группирова-ны в ородахх расседаниях.

Ореолы расседания по руч. Курумкан (I-3-2) и в бассейне р. Мурилы (I-4-4) локализованы вдоль Удхынского разлома, выраженного машинной зоной диффундируемых архейских образований. Последние на отдельных участках гидротермально изменены (окварцованы, серцитизированы) и несут сульфидную (пирит, халькопирит, галенит и др.) минерализацию. Совместно с золотом в аллювии отмечены шведит, ки-

Т а б л и ц а 2

Индекс клетки на карте	Номер место- рожде- ния по карте	Название рос- сыпи (водото- ка)	Длина рос- сыпи, м	Параметры пласта, м			Мощ- ность торфов, м	Среднее содержа- ние зо- лота (г/м ³ песков)	Запасы металла, кг
				длина	средняя ширина	средняя мощ- ность			
I-3	4	руч. Курумкан	6000	1720	24,7	0,40	2,97	3,8II	64,5
II-4	2	р. Удхын	500	500	40,0	0,50	-	4,100	41,0
I-4	8	руч. Три Бродяги	2000	2000	80,0	0,40	2,40	2,140	136,9
I-4	6	р. Правая Мурилы	500	500	40,0	0,40	-	3,680	29,4
I-4	5	р. Мурилы	4100	4100	20,0	0,28	2,2I	2,123	48,8
III-2	2	р. Кольбоккан	6000	6000	80,0	1,15	3,7	0,419	238,0

Новарь, реже молибденит и галенит. Непосредственно на площади этих ореолов расположены золотоносные россыли района, за исключением россыли р. Кольбокан.

В анатомичной геологической обстановке известен ореол расседания в верховьях ручья Аномального (I-2-4). Площадь ореола около 7 км². Золото обнаружено в 4 пробах из 6 в знаковых содержаниях и в одном случае — в весовых (300 мг/м³) количествах. В шлихах присутствует шедлит и торит.

Ореол расседания в нижнем течении ручья Аномального (I-2-3) имеет площадь порядка 9 км², где отобрано 22 пробы. Золото установлено в 13 шлихах преимущественно в весовых количествах. Здесь распространены нижнепротерозойские метаморфические образования, и только в восточной части ореола обнажаются архейские диффторизованные породы с сульфидной, преимущественно пиритовой минерализацией. С целью оценки перспектив этого ореола в долине р. Удкан, ниже и выше устья ручья Аномального было проведено по одному поисковому профилю. Золото в скважинах не обнаружено [27].

Ореол расседания в бассейне ручья Соломенного (II-2-3) локализован на площади 36 км². Длинные знаки золота установлены в 12 шлихах. Совместно с золотом встречается шедлит. На этом участке раннемеловые и раннепротерозойские интрузивные образования по тектоническому контакту прикрываются архейскими диффторизованными рассланцованными породами. В приустевой части долины ручья Соломенного была проведена одна поисковая линия. Золото в скважинах не зафиксировано [27].

По р. Удкан, ниже устья ручья Соломенного (II-2-4) оконтурен компактный ореол расседания золота. Это собственно поток расседания, поскольку долина притоков не золотоносна. Площадь ореола 12 км². Золото в пробах содержится преимущественно в весовых количествах. Совместно с ним встречается шедлит и молибденит. Пространственно ореол приурочен к раннепротерозойским метаморфическим и интрузивным образованиям. Выше по течению реки вблизи ореола обнажаются раннемеловые (?) гранодиориты, прорванные дайками гранит-порфиров. Гранодиориты местами пиритизированы и окварцованы. В штырях этих пород отмечается незначительное (0,1 г/т) содержание золота.

Ореол расседания на левобережье Удкына (II-4-3) локализован на площади порядка 140 км². Золото установлено в 42 пробах в количестве не более 10 зерен на шлик. Совместно с золотом встречаются кинзоварь, молибденит, реже галенит. На этом участке распространены архейские диффторизованные породы, прорванные раннепротерозойскими двуслопными гранитами и раннемеловыми гранитоидами. Отмечаются дайки гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров. На отдельных участках, размеры которых не определены, встречаются пиритизированные диффториты, реже молодые интрузивные породы.

Ореол расседания по р. Кольбокан (III-2-2) имеет площадь около 30 км². Длинные знаки золота отмечены в 17 пробах. Сопутствующим минералом является шедлит. В бассейне Кольбокана распространены раннемеловые (?) гранодиориты и лейкократовые граниты, прорванные эффузивы джелонской свиты. В верховьях реки известны диффторизованные породы архея. Все эти образования перекрыты терригенными отложениями боконой свиты.

В низовьях р. Ампар среди раннемеловых гранитоидов выделен наибольшей площадью около 7 км² ореол расседания (III-3-1) с новыми свитами, преимущественно знаковыми содержаниями золота. В среднем течении реки, по данным опробования донных осадков, локализован ореол расседания (II-3-3) площадью порядка 6 км². Золото обнаружено в 4 пробах в количестве от 0,02 до 1 г/т.

Поисковым бурением золото в основной долине р. Ампар не установлено. По ее левой составляющей также бурились поисковые скважины. На 28 выработок золота обнаружено только в двух. В одной — это знаки, а во второй — 751 мг/м³ на пласт мощностью 0,5 м (130,1 мг/м³ на массу мощностью 4 м).

Ореол расседания по р. Эмгата (III-4-1) приурочен к контакту вулканитов джелонской свиты с раннемеловыми гранитоидами. Местами контакт между ними тектонический. Вдоль разлома, а также в роговиках отмечается сульфидная (преимущественно пирит) минерализация. В южной части ореола распространены песчанники боконой свиты. Содержание золота в шлихах не превышает 10 знаков.

В долине р. Удкын, в 7 км ниже устья Эмгаты, где еще В.В. Фроловым [35] отмечалось крупное носовое золото (0,8 г/м³), был пробурен поисковый профиль с расстоянием между скважинами 40 м. Здесь золото рассеяно по всему разрезу аллювия. По линии, пройденной в 12 км ниже устья Эмгаты, на плотике, образованном плитами пещанниками боконой свиты, выделяется пласт шириной 170 м, мощностью 1 м, со средним содержанием золота 57,2 мг/м³ песков (максимальное 128,9 мг/м³). Содержание на массу мощностью 6 м составляет 10 мг/м³ [27].

Ореол расседания в бассейне р. Эльбадекиит (III-4-2). На площади около 320 км² золото преимущественно в количестве до 10 знаков установлено в 74 пробах. В долине Эльбадекиита в 5,4 км от устья была пройдена поисковая буровая линия с интервалом между скважинами 40 м. Выделяются два пласта. Нижний пласт, залегающий на глу-

Огне 6-7 м непосредственно на плотике, имеет ширину 240 м, среднюю мощность 1,08 м со средним содержанием золота 48,5 мг/м³ (13,6 мг/м³ масса). Второй пласт установлен на глубине 3,5-4 м. Ширина его 160 м, средняя мощность 0,5 м, содержание золота от 49,2 до 91,8 мг/м³ (среднее 68 мг/м³). Золото пластинчатое, неокатанное, размером от 0,1х0,2 до 0,1х0,6 мм.

Еще одна линия была пройдена по правому притоку р. Эльбоджит. Здесь золото рассеяно по всему аллювию в количестве от единичных знаков до 705,7 мг/м³ на проходе 0,5 м. у правого борта выделена пласт шириной до 80 м, мощность 1 м со средним содержанием золота 129 мг/м³.

Ореол рассеяния в междуречье Удкан-Уда (IV-2-1) также локализован в пределах распространения отложений боконовской свиты. На площади 170 км² золото установлено в 58 пробках в количестве до 10 знаков и только в двух шликках, отмытых из аллювия р. Удкан, в весовых количествах. На площади этого ореола в долине р. Удкан, в по одной линии через 20-40 м были пробурены помковые скважины. На плотике или на слое галечников с глинистой примазкой на глубине 3-4,5 м выделяется золотосодержащий пласт, состоящий из трех ступей. Самая широкая (до 250 м) расположена с правой стороны долины. Здесь мощность пласта изменяется от 0,5 до 1,5 м (средняя 0,7 м). Содержание золота непостоянное - от 22 до 345 мг/м³, среднее на ниве уже за пределами ореола, невысокое (чаще знаковое) содержание золота отмечается по всему разрезу аллювия.

Ореол рассеяния в нижнем течении рек Муз и Твенга (IV-1-2) не оконтурен и распространяется на соседнюю территорию. Содержание золота в шликках невысокое, не более 10 знаков. Почти во всех пробах установлены единичные знаки киновари, которая, очевидно, связана с рудоносных участков Ленского хребта. На площади ореола распространены четвертичные аллювиальные отложения, из-под которых лето в современный аллювий поступило за счет перемыча древнего аллювия р. Уда.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

П р о ч и е н е м е т а л л и ч е с к и е и с к о п а е м ы е

Слюда

В береговых отложениях р. Кукур (I-3-1) на протяжении 1 км среди разслабленных архейских образований зафиксировано около 20 жил мусковитовых перматов. Заметают они согласно с разслабленным вмещающих пород (взимут падения 0-20°, угол 40-45°). Мощность жил варьирует от 10 см до 1 м, редко встречаются жилы мощностью 2-3 м. Перматиты крупно- до гигантозернистых, светло-серые, иногда розоватые, микроклиновые. Преобладают жилы с мелко-чешуйчатым мусковитом, содержание которого достигает 10-15%. Деформированные кристаллы мусковита размером от 3-4 до 20-30 см² наблюдались только в пяти жилах. Содержание их не превышает 1-3%.

В левом борту долины р. Локун (I-4-3) была найдена глыба светло-серого мусковитового перматита. Мусковит мелкочешуйчатый, но отдельные слабо деформированные кристаллы имеют площадь до 80 см² при толщине 5 см. Канавами вскрыто 5 жил мощностью 10-20 см. Две из них содержат биотит, одна - мелкочешуйчатый мусковит и две - единичные кристаллы темного трещиноватого мусковита площадью до 8 см² и толщиной 1-1,5 см.

Разрозненные малоомные (0,1-0,5 м, редко больше) скопления и секции перматитовые жилы с мелкочешуйчатым темным трещиноватым мусковитом наблюдались среди протерозойских метаморфических и интрузивных образований в бассейне Эльги и других местях района.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В пределах рассматриваемого района и на прилегающих территориях специализированным изучением горных пород как строительных материалов не занимались. Специальные испытания не проводились. Все же раннепротерозойские и мезозойские граниты, гранодиориты и кварцевые диориты могут быть использованы в качестве бутового и,

по-видимому, строительного камня. Галечники, слывшие косяк, острова и террасы рек, пригодны для дорожного строительства. Особенно крупные скопления этих образований имеются в долине Уды и в нижнем течении Удкына и Удикана.

В разрезах четвертичных отложений довольно широко распространены пески, среди которых могут быть выделены разновидности. Для изготовления строительных растворов и бетона. Сырьем для получения строительного кирпича, вероятно, могут служить четвертичные глины и суглинки. Они имеют ограниченное распространение, поэтому на организацию производства кирпича в крупных масштабах рассчитывать не следует.

В качестве сырья для получения строительной извести можно использовать мрамор, известняк и пласты которых установлены в разрезах архейских и нижнепротерозойских образований в бассейнах Муриды и Эльга.

П О Д З Е М Н Ы Е В О Д Ы

Существенное влияние на гидрогеологические условия района оказывает широко распространённая многолетняя мерзлота. Глубина залегания ее кровли изменяется от 0,2-0,5 м на склонах северной экспозиции до 2-5 м на южных склонах. Мощность криозоны неизвестна. Восточнее она уменьшается от 3-8 до 35-40 м [37], а южнее достигает 75-100 м [19].

В зависимости от характера водонасыщенных пород и условий циркуляции подземных вод выделяются: пластово-поровые воды эльвиально-декальциевых отложений; пластово-поровые воды альвиально-четвертичных отложений; трещинные и пластово-трещинные воды нижнемеловых отложений Соконой свиты; трещинные воды верхнеюрско-нижнемеловых вулканитов джедонской свиты и трещинные воды кристаллического фундамента и нижнемеловых гранитоидов. Многочисленность мерзлота обуславливает развитие надмерзлотных, подмерзлотных подземных вод и вод таликовых участков.

Водоносный горизонт слюдянистого распространения в эльвиально-декальциевых отложениях приурочен к девятьемуду слою. Водонасыщенные породы представлены шестиступенчатыми супеями, суглинками и дресвой мощностью от 0,2-0,5 до 2-5 м. Водупором являются верхняя поверхность многолетнемерзлых грунтов. Питание водоносного горизонта происходит за счет атмосферных осадков. Направление по-

тока воды совпадает с общим уклоном местности. Выходы вод на поверхность приурочены к долинам рек, к подножью или берегам склонов. Дебиты родников составляет 0,1-0,3 л/с. Воды обычно прозрачные, без запаха, но иногда имеют бурый цвет, неприятный вкус и характерный землистый запах.

Водоносный комплекс альвиальных четвертичных отложений особенно распространён в долине Уды и в нижнем течении ее крупных притоков. Лучено-правдино-галечниковые отложения поймы и надпойменных террас образуют единый водоносный комплекс. Питание его происходит за счет атмосферных осадков, поверхностных водотоков и подтока вод из других водоносных комплексов.

Характер рельефа в долине р. Уды, благодаря мощности и широкое распространение альвиальных отложений позволяет накапливаться значительным запасам подземных вод. Разружка вод альвиальных террас обычно происходит в реки, и лишь при глубоком разрезе встречаются родники с дебитом от 0,01 до 0,2 л/с. Преимущественно грубый гранулометрический состав альвиалы должен обеспечивать сравнительно хорошую водоотдачу. Коэффициент фильтрации, определённый в низовьях Уды для подпочных отложений, равен 120 м/сут для низкой и высокой поймы и от 0,5 до 65 м/сут для верхнечетвертичных отложений [37].

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений Соконой свиты развит в придолинной части р. Уды. Литологический состав свиты (континериты, песчанники), интенсивная трещиноватость пород в зоне выветривания обуславливает их значительную водообильность, сподобствует, вероятно, радиальной связи приповерхностных и глубинных горизонтов свиты. Сосредоточенные выходы подземных вод приурочены к вершинам и бортам разрывков. Родники существуют даже в засушливое время, хотя дебиты их довольно резко снижаются. Дебиты отдельных родников равны 0,1-0,3 л/с. В дождливые периоды среди дождевых водных стоков, переформированных отложений свиты, выделялись восходящие источники с дебитом до 2 л/с (трещинные воды). Синклиналиная структура свиты, преобладающие в ее составе трещиноватая грубообломочная порода, обладающая хорошими инфильтрационными свойствами, позволяют предполагать существование на глубине (в центральной части синклиналиной структуры) артезианских вод со значительными запасами.

Водоносный комплекс верхнеюрско-нижнемеловых вулканитов джедонской свиты приурочен к выветритым, дацитам, их туффам и лавоборочкам, туффогесчанникам, песчанникам и выветритам, сохранившимся на отдельных сравнительно небольших участках. Эффективно расщечены ос-

порядочно ориентированными трещинами, по которым с различной интенсивностью идет выветривание пород. Глубина распространения региональной экзотичной трещиноватости близка к 50-60 м [37]. Трещины преимущественно крутопадающие, открытые, шириной 0,1-0,5 см. В верхней более трещиноватой части развиты трещинные воды открытой зоны выветривания (воды свободного водообмена). Область питания их совпадает с областью разгрузки. Питание происходит за счет атмосферных осадков. Водообильность пород не изучена. Предполагается, что вулканотенные образования отличаются слабой водообильностью и лишь в зонах тектонических разрывов можно ожидать более высокую обводненность.

Водоносный комплекс кристаллического фундамента, сложного архейскими и нижнепротерозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами, разновозрастными интрузивными породами основного и кислого состава, приурочен к верхней трещиноватой зоне, распространяющейся до глубины 50-60 м. Верхняя зона часто сильно разрушена. Мощность таких зон девиатрещины достигает 20 м. Больше значение на водоносность пород кристаллического фундамента оказывает трещиноватость, связанная с тектоническими разломами. В районе установленных крупных разлонов, часто сопряженных, сложного строения, протегивающихся на десятки и более километров. Мощности зон разсланцованных и сильно трещиноватых пород в связи с этим разломами достигают нескольких километров. Такие зоны способствуют интенсификации циркуляции в них подземных вод. Встреченные родники относятся к низкоходным, соредоточенным, реже расоредоточенным. Они обычно приурочены к подложным склонам. Наблюдавшиеся дебиты не превышают 0,2 л/с.

Минерализация подземных вод всех водоносных комплексов очень низкая (24-45 мг/л). Они сульфатные, слабосиликатные (рН - 5,5-6,5), гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевого с незначительным содержанием ионов натрия (0,6-1,0 мг/л). Характерно отсутствие ионов хлора и сульфат-иона, независимо от состава и тензиса водоносных пород. Катионный состав равнина крайне незначительная. В водах верхнеархейских-нижнеархейских эффузивов несколько больше натрия, а в водах кристаллического фундамента - ионов магния (1-2 мг/л). Но в общем по химизму подземные воды различных водоносных комплексов практически не отличаются, что, по-видимому, обусловлено одинаковыми условиями питания и влияния многолетней мерзлоты.

В качестве источников для водоснабжения наиболее перспективными представляются водоносные комплексы в аллювиальных четвертич-

ных отложениях, особенно низкой и высокой пойм, в нижнеархейских отложениях боюнской свиты, а также трещинные воды крупных (Улькинское и др.) разломов.

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

Геолого-структурная позиция, масштабы и тип выделенных проявлений полезных ископаемых позволяют высказать следующие соображения по дальнейшему направлению поисковых работ.

1. Профилирующим элементом в районе является золото. Известные россыпи, большинство ореолов рассеяния и рудопроявления золота расположены в краевой части Чопарского гляциологического поднятия и приурочены к Улькинскому и Нижне-Удвинскому разломам, сопровождаемых мощными зонами рассланцованных и диафторированных архейских образований. Вблизи известных россыпей диафориты гидротермально изменены (окварцованы, серцитизированы, сульфидизированы, реже хлоритизированы) и в них иногда отмечаются незначительные содержания золота [36]. Все это позволяет предположить связь золота с зонами рассланцевания и диафореза, эту точку зрения для Сланцовой зоны еще в 1935 г. высказывал Д.С. Коржинский [6]. Несколько раньше В.И. Серпухов [32] писал, что золото в бассейнах рек Улькин и Чопар связано с серцитизовыми, хлоритовыми сланцами, эпитазитами и другими породами, возникшими при изменении гнейсов под воздействием рудных их транзитов. По сути своей это мнение совпадает с высказыванием Д.С. Коржинского. Но только с диафторизованными преобразованными (регрессивным метаморфизмом) связывать золото, по-видимому, не следует. Вель там, где установлено золото, всегда отчетливо проявлен наложенный гидротермальный (рудный) процесс. В.В. Фролов [34, 36] связывал золото с мезозойскими лейкократовыми гранитами.

Представляется, что золото, во всяком случае основная масса его, генетически связано с мезозойскими интрузивными, в зоны рассланцевания и диафореза, отличающиеся повышенной проницаемостью, является рудоконтролирующими структурами. Уже на этапе шестой сорвершено недостаточной стадии изученности очевидно, что золото в пределах рудопроявляющихся структур распределено неравномерно. Россыпные месторождения и проявления золота отвечают, по-видимому, местам наибольшей концентрации металла. Чем это обусловлено, пока неясно. В порядке предположения можно считать, что золото

концентрируется в местах сочленения (пересечения) зон диафтореза, имеющих субширотное-северо-восточное простирание, с разломом северо-западного направления. Аналогичных взглядов придерживаются и В.В. Фролов [36].

Поиски рудного золота следует проводить вдоль мощных зон диафтореза, проходящих в краевой части Чопарского гляциового поднатия, предпочтительно в местах развития гипотермальное измененных пород и разломов северо-западного направления. Хотя из этого, можно рекомендовать проведение следующих видов работ (рис. 3):

а) детальные поисковые работы м-ба 1:10 000 на рудопроявления Западного и в его окрестностях с целью оценки масштабов оруденения;

б) поисковые работы (маршруты, спектрозоологометрическая съемка, поверхностные горные выработки) в бассейнах Мурды и Курман с целью выявления и оценки коренного источника;

в) геологосъемочные и поисковые работы м-ба 1:50 000 в бассейнах Соломенной, Сатма, Аномальный и на других участках вдоль Удкынского и Нижне-Удкынского разломов с целью выявления и оценки рудоносных структур. При проведении этих работ необходимо дать оценку пролигитизированным вулканическим жерлонской свиты. Опробование их на золото не проводилось, но в измененных эффузивах отмечается серебро в количестве от 0,0005 до 0,005%. Поскольку в других породах, и не только в диафоритах, совместно с серебром присутствует золото, не исключено, что и вулканики могут нести золото-минерализацию.

Для образования россыпных месторождений золота в сочетании с другими геоморфологическими условиями благоприятны речные долины или участки долин, размывавшие зоны диафтореза. Поисковые работы на россыпное золото нужно проводить в долинах рек Мурды, Кольбокан, Аномальный, Соломенный, Блоконта, а также в долине Уды, ниже рудопроявления Западного.

2. В бассейне Эльбадекета и в междуречье Уда-Удккан доведены зоны шиховые ореолы рассеяния золота на площади распространения отложенной боконой свиты. Источник поступления золота в аллювий в данном случае неясен, и выяснение его природы имеет важное значение. Учитывая возраст золота и палеогеографическую обстановку в раннеледовое время, когда размывались метаморфические и интрузивные образования зоны Становика-Дудлужура, следует учитывать вероятность поступления в отложения боконой свиты кластогенного золота. Если это предположение, для проверки которого необходимы специальные производственно-тематические исследования,

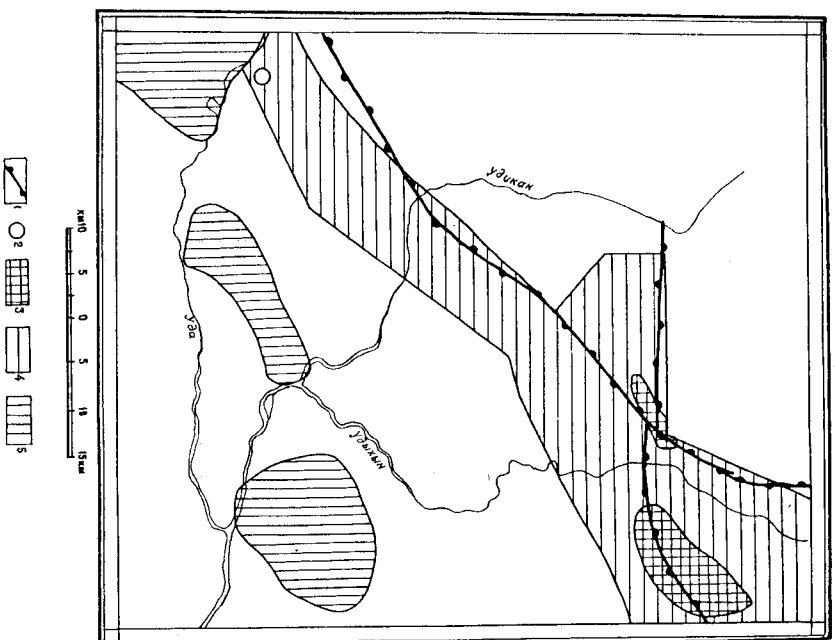


Рис. 3. Прогнозная карта листа N-52-ХУШ м-ба 1:500 000

1 - рудопроявления структур. Перспективные площади, требующие постановки: 2 - детальных поисковых работ м-ба 1:10 000; 3 - поисковых работ с целью выявления и оценки коренных источников золота; 4 - геологосъемочных и поисковых работ м-ба 1:50 000; 5 - поисковых работ на россыпное золото

подтвердятся, то в районе выявятся реальные перспективы поисков месторождений формации золотоносных коллоидеров.

В пределах этих же оролов в долинах рек Эльвадекит, Балдагачан и Булчуут следует провести поиски золотоносных россыпей. В долине Р. Эльвадекит был пробурен один поисковый профиль. В связи с низким (до 100 мг/м³ массы) содержанием золота участка была дана отрицательная оценка [27], но ее нельзя считать обоснованной и окончательной, так как работы проведены в крайне ограниченном объеме.

3. Проявления железа генетически связаны с архейскими осадочными и ультраосновными породами (магнетитосодержащие пироксениты). Содержание железа никак не (12-13%). Магнетитовые осадочно-метаморфогенные руды (магнетитовые кварциты и амфиболиты) образуют мощные линзы и прослои среди метаморфических образований архей и нижнего протерозоя. Содержание железа в них не превышает 30%. Низкое содержание железа, незначительные размеры залежей и отсутствие сколько-нибудь существенных взломатитных анклавов не позволяют предполагать в районе крупных железорудных объектов.

4. Проявления свинца и цинка, связанные с пиритизированными мезозойскими гранитоидами и эффузивами, из-за низких содержания полезных компонентов оцениваются отрицательно. Что же касается перспектив выявления месторождений скандового типа, то они весьма ограничены, так как карбонатные породы образуют небольшие линзы и маломощные непролазные пласты в метаморфических толщах.

5. Проявления молибдена в связи с раннемезозойскими гранитоидами встречаются в Становой области довольно часто. Известны они и на описываемой территории, где выделены незазначенных размеров практического интереса не представляются. Вместе с тем в районе имеются некоторые геологические предпосылки (рудноосные интрузии, интенсивная разрывная тектоника и др.), благоприятные для поисков месторождений молибдена. Но в настоящее время, без дополнительных данных, перспективы района в этом отношении неясны.

6. Мусковитоносные пегматиты в районе выделяются жилными производными раннепротерозойских двуслюдяных гранитов и плагиогранитов. Поэтому для локализации жил литологический фактор (наличие высокоглиноземистых пород) не является определяющим. Большая часть жил залегает среди диффозированных рассланцованных архейских осадочных пород. Насыщенность жил мусковитом в объеме неволокна. Явно преобладает мелкошумчатый мусковит. Крупные кристаллы трещиноватых, деформированных и не отвечают существующим требованиям. Однако, это обусловлено приуроченностью пегматитов к краевой части

Цолярского тальцового поднятия, где неоднократно проявлялись тектонические движения, которые не могли не сказаться на качестве сырья. Учитывая количество и параметры жил, содержание, размеры и качество кристаллов, а также геолого-структурное положение пегматитов, перспективы района на слезу крайне ограничены.

7. В нижнем течении Р. Ульхын в отложениях нижней и средней подзоне боковской свиты встречаются маломощные (5-10 см) линзовидные прослои бурого угля. Боковская свита сформировалась в континентальных условиях и по своим особенностям (циклическое строение, преобладание негоризонтальных типов слоистости, обильные растительные остатки, наличие углепроявлений) принадлежит или близка к отложениям угленосной формации. Однако явное преобладание крупно- и грубообломочных пород (руслотная фация) и крайне ограниченное развитие озерно-болотных фаций (торфяников), обусловленное значительной скоростью накопления обломочного материала, сводит к минимуму о целесообразности проведения поисков месторождений угля.

ЛИТЕРАТУРА

О П У Б Л И К О В А Н И Я

1. БЕЛЫШЕВ Е. Р., ЛЕВШЕВ Е. А. Новые данные о возрасте вулканических образований Западного Приохотья. Докл. АН СССР, сер. геол., т. 181, 182, № 2, 1968.
2. ЛЕВОВИЦКИЙ В. А., ДРУГОВА Г. М., КУЧУЛОВА М. Д. и др. Последовательность геологических процессов на южном обрамлении Алданского щита и геохимические данные. В кн.: Абсолютный возраст докембрийских формаций СССР. Изд-во Наука, 1965.
3. ДЗВАНОВСКИЙ Ю. К. Джугджуро-Становая складчатая область. Геологическое строение СССР, т. 3, 1958.
4. ДЗВАНОВСКИЙ Ю. К. Геология западной окраины Станового хребта. Вдл. ВСПЕИ, № 1, 1958.
5. ДЗВАНОВСКИЙ Ю. К., МИРОНИК Е. П., ЛАТЦИНА Г. Ю. История геологического развития Алданского щита. В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. Изд-во Наука, 1970.

6. КОРЖИНСКИЙ Д.С. Пересечение Станового хребта по Алданско-Якутской магистральной и его геологические комплексы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1935.
7. КОРЖИНСКИЙ Д.С. Петрология архайского комплекса Алданского шита. Тр. ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.
8. КОРЖИНСКИЙ Д.С. Докембрий Алданского шита и хр. Станового. В кн.: Стратиграфия СССР, т.1, изд. АН СССР, 1939.
9. КРАСНЫЙ Л.И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. Тр. ВСЕГЕИ, нов.серия, т.33, 1960.
10. КУДРЯВЦЕВ В.А. О несогласном залегании нижнего протерозоя на архайском фундаменте в Удоканской хребте. Мат-лы по геол. и полезн. ископаемым Якутской АССР, вып.18, 1968.
11. МЕЛЫНИКОВ Н.Д. Описание Якутской экспедиции (1851 г.) по-койного горного инженера Н.С.Мерлинского. Гор. журнал, т.8. СПб, 1893.
12. МОШКИН В.Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура, тр. ВСЕГЕИ, нов.серия, т.59, 1961.
13. МОШКИН В.Н. Нижний протерозой восточной части хр. Станового и хр. Джугджур. В кн.: Геология СССР, т.ХХ, 1966.
14. НУЖНОВ С.В. Региональная стратиграфическая шкала протерозойских отложений Алданского шита. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып.18, 1968.
15. САВИНА Т.В. Карта вномальского магнитного поля и карта префиков А Т листа N-52-XIII, 1961.
16. СЛУПОВИКОВ Н.Г., НЕЕЛОВ А.Н. О возрасте биванового комплекса. Тр. ДАПД АН СССР, вып.12, 1961.
17. СЛУПОВИКОВ Н.Г., ДЛЕВОВИЦКИЙ В.А. и др. Геология и петрология впадного обрамления Алданского шита. Изд-во Наука, 1965.

Ф о н д о в а в х)

18. БЕРНШТЕЙН П.С. Геологический очерк средней части р. Уд., 1937, № 03455.
 19. БОГАТКОВ Н.М. Тектоногеология Токтурского месторождения, 1961, № 3857.
 20. БРАТНИНСКИЙ С.М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, сер. Удокан, лист W-53-XIII. Объяснительная записка, 1967, № 012635.
 21. ВАСЬКИН А.Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхнего течения рек Камы и Чотара (Окончательный отчет Майской партии по геологосъемочным работам масштаба 1:200 000 за 1966-1969 гг.). 1970, № 014073.
- х) Работы находятся в Дальневосточных геологических фондах.

22. ГОЛЗЕВИЧ Б.Л., ВРЕТКИН Е.Н., ПОПОВ В.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Маны (Половинной). Окончательный отчет Средне-Манской партии по геологосъемочным и поисковым работам масштаба 1:200 000 в 1966-1969 гг., 1970, № 014090.
23. ГРОХОВСКИЙ К.В. Предварительное исследование горного инженером К.В. Гроховского о работах Удоканско-Охотской поисково-разведочной экспедиции 1911-1912 гг., 1912, № 8350.
24. ГУКОСЯН Г.О., ЗАКАЛЮЖИ Д.Б. и др. Отчет о результатах разведочных работ, проведенных в бассейне верхнего течения р. Вей партия № 31 в 1961 г., 1962, № 09253.
25. ЗЕМЛАНОВ В.Н., ДУРНАКИН Д.П. Отчет о результатах работ Тайкинской партии за 1965 г. в бассейне р. Уда и верховьях р. Вей, 1966, № 011639.
26. КАРСАНОВ Д.П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна реки Кутлур и дучи. (Окончательный отчет дучинской партии по геологосъемочным работам масштаба 1:200 000 за 1965-1968 гг.), 1969, № 013622.
27. КУШЕЛЬМАН В.Н. Отчет о результатах поисков россыпных месторождений золота в бассейнах рек Чотара и Ульхына (Верхне-Чотарская и Ульхынская партии, 1966-1967 гг.), 1967, № 012556.
28. МОШКИН В.Н., АЛБОВ Ю.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Ульхын и бассейна верхнего течения р. Маны (Половинной), 1956, № 05082.
29. МОШКИН В.Н. Докембрий восточной части хр. Станового и впадной части хр. Джугджур. Дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук, 1962, № 9696.
30. ОНИХИМОВСКИЙ В.В. ред. Карта структурного районирования Хабаровского края и Амурской области, 1969.
31. СЕРПУХОВ В.И. Отчет о работах Удоканско-Охотской экспедиции "Инциветмета", 1930, № 9778.
32. СЕРПУХОВ В.И. Охотское побережье. Река Уд., 1932, № 03395.
33. ФРОЛОВ В.В. Отчет о геологических исследованиях в западной части бассейна р. Уд., проведенных экспедицией "Гиньолого" в 1941-1942 гг., 1944, № 01986.
34. ФРОЛОВ В.В. Картографический материал по Ульхыну-Чотарскому золотосносному району (приложение к предварительному отчету о поисках и разведке золота в Ульхынском крае в 1942 г.), 1944, № 01988.
35. ФРОЛОВ В.В. Золотосносные районы Удоканского края, 1944, № 01987.

П р и л о ж е н и е I

Список

непронизленных месторождений, показанных на листе
 М-52-ХУШ карты полезных ископаемых М-6а I:200 000

36. ЧЕПЛИГИ В.Е., ОРЛОВ В.И., СИТОВ В.Ф., ШАРОВ Л.А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Удкхан и Удкхан (Окончательный отчет по геологосъемочным работам М-6а I:200 000 за 1966-1968 гг., Удканская партия), 1969, № 013421.

37. ЧЕРНЯВСКИЙ В.И. и др. Геология, подземные воды и полезные ископаемые северо-западного побережья Удской губы, лист М-53-Х, 1960, № 08960.

Линейка клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископае- мого и наименование месторождения	Ссылка на литературу (номера по списку ли- тературы)	Приме- чание
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Б л а т о р о д н ы е м е т а л л ы				
Золото				
I-3	4	р.ч. Курумкан	31, 32, 35	Россия
I-4	5	р. Мурия	35	То же
I-4	6	р. Ирвань Мурия	35	" "
I-4	8	р. Три Брокати	35	" "
II-4	2	р. Удкхан	35	" "
III-2	1	р. Кольсокан	35	" "

Приложение 2

Список

Проведенный полезный ископаемых, показанных на листе №-52-ХУШ карты полезных ископаемых М-6в Т:200 000

Индекс на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) пробы	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
I	2	3	4	5

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Железо

I-2	2	Левобережье Уд-кана	36	Обломки магнетитовых кварцитов
I-3	3	руч. Куржукан	36	Линзы магнетитовых кварцитов
I-4	1	руч. Ульхын	36	Обломки магнетитовых гранат-тремолиткварцевых сланцев
I-4	2	Водораздел рек Ульхын-Мурила	36	Линзы магнетитовых кварцитов
П-4	1	Правобережье р. Ульхын	36	Архейские магнетитосодержащие пироксениты; ширина выходов - 100 м

1	2	3	4	5
---	---	---	---	---

Цветные металлы

Свинец

П-1	1	Правобережье Уд-кана	36	Зона дробленых сульфидизированных гранодiorитов с низким (0,02%) содержанием свинца
П-2	1	Бассейн руч. Аномального	36	Линзы сильно трещиноватого выщелоченного кварца

Цинк

I-2	1	Верховье Удикяна	36	Пиритизированные гранит-порфирн осфалеритом
-----	---	------------------	----	---

Алюминий

I-1	1	Верховье Утаныха	36	Линзы силлиманитовых кварцитов
I-1	2	Верховье р. Утаныха	36	То же

Редкие металлы и драгоценные элементы

Молибден

I-4	7	р. Мурила	36	Небольшие линзы кальцифиров с редкой вкрапленностью молибдена
П-2	2	Верховье ручьев Аномального, Соломенного	36, 27	Металлометрический ореол

I	2	3	4	5
П-4	4	р. Тульквичан	36	Глины гранодиоритов, рассеянные редкими тонкими кварцевыми прожилками с молибденитом
Вольфрам				
П-3	1	р. Сатма	36	Шликовой ореол
Ш-1	1	Бассейн р. Епоконга	36	То же
Редкие металлы				
И-2	5	Верховья руч. Аномаль-ного	36	Тневдообразные ососодержащие кварц-микроклиновые мегасоматитов
И-2	6	Верховья руч. Аномаль-ного	36	Тневдообразные ососодержащие кварц-микроклиновые мегасоматитов
И-2	7	Верховья руч. Аномаль-ного	36	То же
И-2	8	Верховья руч. Аномаль-ного	36	" "
П-3	2	р. Сатма	36	Жилы архейских алескитовых гравитов мощностью 20 см
Благородные металлы				
Золото				
И-2	3	Низовья руч. Аномаль-ного	36	Шликовой ореол
И-2	4	Верховья руч. Аномаль-ного	27	То же
И-3	2	руч. Курумкан	36	" "
И-4	4	Бассейн р. Муриля	36	" "

I	2	3	4	5
П-2	3	руч. Соломенный	36, 27	Шликовой ореол
П-2	4	р. Удкан	36	То же
П-3	3	р. Ампар	27	Металлогенетический ореол
П-4	3	Левобережье Ульхана	36	Шликовой ореол
Ш-2	2	р. Кольбокан	36	То же
Ш-3	1	р. Ампар	36, 27	" "
Ш-4	1	р. Этмата	36, 27	" "
Ш-4	2	р. Эльбадекиит	36, 27	" "
Ш-1	1	Западное	36	Зона рассланцованных, участвами гипотер-мально измененных архейских гнейсов с плавстами кварцитов, содержащих до 15 г/т золота
Ш-1	2	Реки Тевнта, Мус	36	Шликовой ореол
Ш-2	1	Междуречье Удкан-Уда	36, 27	То же
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Прочие неметаллические ископаемые				
Слюда				
И-3	3	р. Токун (приток р. Куркур)	36	Жилы мусковитовых слюд
И-4	1	р. Куркур	36	То же