

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

9089
Экз. №

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБА 1:200 000

СЕРИЯ ДЖУГДЖУРСКАЯ

Лист N-53- I

Объяснительная записка

Составители: *Ю. Н. Гамалея, В. В. Громов,*
М. А. Тархова

Редактор *Г. Ю. Лагздина*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
19 мая 1964 г., протокол № 23

МОСКВА 1969

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-53-I ограничена координатами $55^{\circ}20' - 56^{\circ}00'$ с.ш. и $132^{\circ}00' - 138^{\circ}00'$ в.д. Северная и восточная части площади листа относятся к Аяно-Майскому и Тугуро-Чумиканскому районам Хабаровского края, а юго-западная - к Зейскому району Амурской области.

Район расположен на западном окончании хр. Джугджур. Водораздельная линия хребта проходит в субширотном направлении примерно посередине листа. На юг от основного хребта ответвляется хребет Ушканский. На северо-востоке параллельно Джугджуру проходит хр. Чанд (Уанда).

Водораздел хр. Джугджур - однообразная слегка волнистая поверхность с большим числом столовых гор и зубчатых вершин приблизительно одинаковой высоты. Строение хребта асимметрично: к югу он обрывается крутыми уступами, северные его склоны более пологи. Наиболее возвышенной является восточная часть хребта, где абсолютные высоты достигают 1970-2067 м, превышение водоразделов над речными долинами составляет 700-1100 м. Водоразделы этого участка острые гребневидные. К северу и северо-западу они становятся плоскими гольцовыми высотой в 1300-1500 м. Лишь отдельные вершины имеют отметки до 1880 м. Относительные превышения здесь составляют 300-600 м. В юго-западной части района расположена небольшая, четко выраженная котловина с абсолютными высотами 1000-1400 м. С севера она ограничена хр. Джугджур, с востока - хр. Ушканским, а на юге окаймляется небольшой горной цепью, являющейся непосредственным продолжением Ушканского хребта.

Склоны Джугджура изрезаны густой гидросетью. Основными реками северного склона являются Бол. и Мал. Тыркан, принадлежащие к бассейну р. Учур (бассейн Лены). Основной рекой южного

склона является Кун-Маньё, принадлежащая к бассейну Май-Половинной (бассейн Охотского моря). Реки восточной и южной частей района имеют типичный горный характер. Они текут в узких долинах, нередко несущих следы недавнего альпийского оледенения. Реки остальной части района более спокойные, с широкими террасированными долинами и извилистыми руслами. Скорость течения для рек с горным режимом составляет 2 м/сек и выше. Для рек с более спокойным режимом скорость течения - 1,5-1,2 м/сек. Ширина русла наиболее крупных рек (Кун-Маньё и Бол.Тыркана) достигает 50-65 м, глубина не превышает 2-3 м, а на перекатах уменьшается до 0,7-0,8 м. Режим рек очень непостоянен. Реки вскрываются в начале или середине мая; ледяной покров устанавливается в начале или середине октября.

Климат района резко континентальный, с продолжительной (7 месяцев) холодной зимой. Характерны значительные суточные и годовые колебания температур, неравномерное распределение осадков по сезонам. По данным метеостанции Токо за 1958, 1960 гг., средние годовые температуры здесь -6° , -9°C . Колебание среднемесячных температур составляет около 50° . В течение пяти месяцев с положительными температурами (с мая по сентябрь) выпадает до 75% годовых осадков. Минимальная зимняя температура -63°C . В июле температура достигает $+25^{\circ}$, $+27^{\circ}\text{C}$, однако, продолжительность безморозного периода не превышает 2-2,5 месяцев. Низкие зимние температуры при маломощном и неравномерном снежном покрове способствуют образованию и сохранению многолетней мерзлоты, мощность которой, по данным бурения в бассейне р.Нижний Тавитчак (площадь листа 0-53-XXXI), достигает 500-550 м (Лосев, 1960ф).

Основными типами растительного покрова являются лиственничная тайга и мари. На сухих террасах и склонах растет ягель. В зависимости от высоты, характера почвенного покрова и мерзлотных условий вид тайги резко меняется. На пойме и сухих террасах господствует густая тайга из высоких (20 м) лиственниц с приресью березы, осины, реже ели и отдельными небольшими массивами тополя и ивы. На сырых заболоченных склонах и марях лиственные породы исчезают, лиственницы здесь более низкорослые (10-12 м). У верхней границы леса редкая тайга состоит из мелкой, искривленной, нередко флагообразной лиственницы. Состав кустарникового подлеска довольно постоянен. Это преимущественно кедровый стланник и карликовая березка. Выше границы распространения леса (1300-1500 м) они нередко образуют сплошной пояс труднопро-

ходимых зарослей. Еще выше (начиная с 1500-1600 м) этот так называемый подгольцовый пояс сменяется поясом каменной тундры с лишайниками. Вершины гольцов обычно покрыты гольми крупноглыбовыми развалами. Мари имеют широкое распространение по долинам крупных и средних рек. Преобладают лесные мари, менее увлажненные, с лучшим развитием почвенного и растительного покрова.

Животный мир района беден. Из хищников встречаются медведь, волк, росомаха, лисица, колонок, реже горностаи, соболь; из копытных - дикий олень, лось, кабарга; из грызунов - белка, бурундук, заяц, пищуха; из пернатых - глухарь, рябчик, куропатка. Среди водоплавающих отмечаются различные виды уток и гуси. В реках водятся хариус, ленок, таймень, щука.

Ближайший населенный пункт, оленеводческий колхоз "Алгания", расположен в 150 км к юго-востоку от территории листа, на берегу Охотского моря. В 100 км к западу от района близ оз.Бол. Токо расположена метеостанция и посадочная площадка для самолетов ДИ-2. На таком же расстоянии к востоку от района в устье р.Джангин имеется посадочная площадка для самолетов АН-2. В пределах района работ населенные пункты отсутствуют. Вьючные тропы полностью заброшены и заросли. В наиболее хорошем состоянии находится тропа, идущая по р.Кун-Маньё.

В связи с трудной проходимостью и незаселенностью территории листа И-53-1, она до последнего времени оставалась мало изученной.

Первыми шагами к познанию геологии описываемого района была съемка масштаба 1:500 000, которую в 1950 г. проводили сотрудники ВСЕГЕИ А.Г.Соловьева и И.З.Бурьянова (1951ф) в бассейне верхнего и среднего течения рек Тыркан и Идум. В составленном авторами отчете содержатся очень краткие сведения об архейских кристаллических породах северной части района. А.Г.Соловьева и И.З.Бурьянова правильно, хотя и условно, сопоставляли архейские метаморфические образования бассейна Тыркана с желтулинской серией классического разреза Алданского щита (Труды Межведомственного совещания, 1958 г.).

В 1952 г. В.Н.Мошкин (1953ф) произвел съемку масштаба 1:1000 000 бассейна р.Май-Половинной. Маршрутной съемкой была охвачена территория района к югу от хр.Джугджур и верховья девых притоков р.Бол.Тыркан. В отчете по этим работам было впервые освещено геологическое строение района и составлена по существу первая геологическая карта. Архейские стратифицирующиеся образования были расчленены на две толщи: нижнюю - пироксен-

плагноклазовых кристаллических сланцев и верхнюю — лейкократовых гранатовых и биотит-гранатовых гнейсов. Мощность каждой толщи около 1000 м. Нижняя толща является аналогом тимптонской, а верхняя — желтулинской серией, выделенных в 30-х годах на Алданском щите Д.С.Коржинским (1936). Туфоогенно-осадочные отложения, останцы которых местами сохранились на размытой поверхности архейских и протерозойских образований, В.Н.Мошкин относит к мезозою. Особенно подробно В.Н.Мошкиным (1954ф, 1957ф, 1959ф, 1961ф, 1961) были изучены магматические образования докембрийского возраста, петрология которых изложена в серии работ этого автора. Результаты многолетних исследований были сведены В.Н.Мошкиным (1962) в монографию "Докембрий восточной части хр.Станового и южной части хр.Джугджур". Среди архейских интрузивных образований В.Н.Мошкин выделяет три комплекса: 1) комплекс ультраосновных и основных пород (пироксенитов, метаперидотитов), образующих мелкие пластовые тела и реже дайки; 2) комплекс гиперстеновых гранитоидов, слагающих мелкие неправильной формы тела; 3) комплекс аляскитов и лейкократовых гранитов, образующих как крупные мигмафлутоны, так и мелкие, главным образом согласные, тела. Магматические породы всех трех комплексов встречаются в пределах описываемого района. В.Н.Мошкиным на территории листа **Н-53-1** были установлены амфиболиты и габбро-амфиболиты протерозойского возраста (майско-джанинский комплекс), слагающие серию сближенных линейных тел субширотного простирания.

В 1955 г. Л.И.Красным (1955) была составлена геологическая карта масштаба 1:1000 000 листа **Н-53** с использованием данных В.Н.Мошкина, изложенных выше.

В 1956 г. партией Алданской экспедиции ВАГТа под руководством Е.Г.Херувимовой (1957ф) на территории листа проводилась аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000. В результате съемки в пределах описываемой площади крупных локальных аномалий выявлено не было.

В 1959 г. часть листа **Н-53-1**, расположенная к северу от хр.Джугджур, была покрыта геологической съемкой масштаба 1:200 000. Съемку проводили сотрудники Алданской экспедиции ВАГТа под руководством А.Г.Лосева (1960ф). В результате этих работ впервые была составлена кондиционная геологическая карта масштаба 1:200 000 на государственной топографической основе с широким применением аэрофотоматериалов. А.Г.Лосевым было произведено более дробное, чем достигнутое В.Н.Мошкиным, расчленение архейской толщи, в которой были выделены образования юрикян-

ской, сутамской и хайканской свит. В основу расчленения была положена стратиграфическая схема, разработанная Ю.К.Дзевановским и принятая на Межведомственном совещании по выработке унифицированных стратиграфических схем в 1956 г. и дополненная по данным Н.С.Шпака (1957).

В последствии, в качестве неостратотипа отложений, залегающих выше сутамской свиты, был принят разрез, изученный в бассейне р.Худуркан (Казмин, 1960ф). В связи с этим в настоящее время в сводных легендах Джугджурской и Становой серий метаморфические породы, располагающиеся в разрезе выше гнейсов сутамской свиты, объединяются в худурканскую свиту.

Были детально изучены нижнемеловые гранитоиды, в составе которых выделены образования двух фаз. Однако при этом авторы ошибочно объединили с нижнемеловыми гранитоиды нижнепротерозойского возраста. Партией А.Г.Лосева обнаружено несколько точек редкометальной и радиоактивной минерализации среди архейских пород и дана перспективная оценка возможности нахождения в районе значительных рудопроявлений.

В 1960 г. коллективом геологов Алданской экспедиции ВАГТа к югу от хр.Джугджур проводилась геологическая съемка масштаба 1:200 000. В результате было завершено расчленение архейских образований на площади листа **0-53-1** на свиты. Впервые были установлены верхнемеловые — палеоценовые континентальные отложения, возраст которых был определен на основании спорово-пыльцевого анализа. Авторы закартировали и описали амфиболовые и биотит-амфиболовые граниты и граносиениты и связанные с ними метасоматические образования. Не имея данных для возрастной характеристики их, они ошибочно сопоставляли эти породы с сиенитами и сиенит-диоритами алданского комплекса.

В 1962 г. при подготовке к изданию геологической карты листа **Н-53-1** масштаба 1:200 000 авторами настоящей записки были проведены редакционные и маршрутные поисковые работы. В результате этих работ было уточнено расчленение архейского комплекса на свиты. Дополнительные наблюдения, проведенные с целью выяснения взаимоотношений нижнемеловых гранодиоритов с амфибод-биотитовыми гранитами, позволили определить возраст последних как нижнепротерозойский. Было выявлено проявление редкометальной минерализации среди гранитоидов.

В основу предлагаемой геологической карты положены данные, полученные в результате геологосъемочных работ 1959 и 1960 г., с дополнениями и уточнениями редакционных работ 1962 г.

Одновременно с подготовкой к изданию настоящей карты сотрудниками ВАГТа закончены работы над картами смежных территорий (N -52-УІ и N -53-П) и произведена увязка геологических контуров по всем трем картам. Из-за плохой обнаженности расчленить отложения хударкандской свиты, как это сделано на соседней с запада территории, на листе N -53-І не удалось. Расхождение в индексации архейских гранитов на площади листа N -52-УІ и в описываемом районе обусловлено несоответствием легенд Становой и Джугджурской серий: в Становой серии выделяется три фазы архейских гранитов, а в Джугджурской - две.

СТРАТИГРАФИЯ

Территория района расположена на юго-восточной окраине Алданского щита, в южной своей части, ослуженной зоной протерозойской тектоно-магматической активизации. В геологическом строении района принимают участие породы архейского, мезозойского и кайнозойского возрастов.

Наибольшее распространение имеют глубоко метаморфизованные архейские породы, смятые в складки северо-западного простирания.

Пологовалегающие эффузивно-осадочные образования мезозойского возраста пользуются небольшим развитием; они залегают с резким угловым несогласием на архейских и интрузивных протерозойских образованиях.

Континентальные отложения верхнемелового - палеоценового возраста имеют крайне незначительное распространение и сохранились на двух небольших участках в бассейне р.Кун-Маньё.

Практически повсеместно развиты четвертичные образования, представленные аллювиальными, элювиальными, солифлюкционными, ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями.

А Р Х Е Й С К А Я Г Р У П П А

Выходы пород архейского возраста в пределах района занимают площадь в 3600 км². Они слагают весь бассейн р.Бол.Тырган, бассейны рек Сура и Борогон, а также часть водораздела между р.Маей-Половинной и Кун-Маньё. Архейские породы представлены различными по составу кристаллическими сланцами и гнейсами с маломощными линзами мраморов. Повсеместное развитие мигматизации и интенсивная дислоцированность толщ в условиях плохой обнажен-

ности не позволяют точно оценивать мощности отдельных свит. В разрезе архейской метаморфической толщи выделяются образования двух серий - тимптонской и желтулинской.

Тимптонская серия

Отложения тимптонской серии пользуются ограниченным пространством, обнажаясь на площади в 460 км². В ее составе выделяются две свиты: верхнесуннагинская и юрикандская.

Верхнесуннагинская свита (А₁).
Метаморфические породы, относимые к верхнесуннагинской свите, на территории района занимают площадь в 100-110 км². Выходы этих пород протягиваются в северо-западном направлении от долины р.Кун-Маньё по левобережью р.Борогон до склонов хр.Джугджур в виде полосы шириной от 2 до 5 км. В северо-западном направлении образования верхнесуннагинской свиты погружаются под кристаллические сланцы юрикандской свиты. С юго-востока и юго-запада полоса их распространения ограничена разломами. В структурном отношении выходы кристаллических сланцев верхнесуннагинской свиты приурочены к ядру антиклинальной складки северо-западного простирания.

Верхнесуннагинская свита сложена переслаивающимися гиперстеновыми, двупироксеновыми, пироксен-амфиболовыми, пироксен-биотитовыми кристаллическими сланцами. В виде редких прослоев встречаются пироксен-гранатовые кристаллические сланцы, биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы. Для пород верхнесуннагинской свиты характерна массивная текстура и меланократовый облик. Кристаллизационная сланцеватость хорошо выражена только в биотит-содержащих разностях пород.

В междуречье Биранди и Укикана по свалам наблюдается следующий разрез свиты (снизу вверх):

- | | |
|---|-------|
| 1. Амфиболовые, амфибол-гиперстеновые и гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы. | 150 м |
| 2. Меланократовые пироксен-амфиболовые, двупироксеновые кристаллические сланцы с редкими прослоями буровато-серых биотитовых гнейсов. | 300 " |
| 3. Мелкозернистые гиперстеновые, двупироксеновые, пироксеновые, пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы | 600 " |
| 4. Биотит-гиперстеновые и гиперстеновые кристаллические сланцы | 300 " |

250

5. Пироксен-биотитовые и биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы с редкими прослоями биотит-гранатовых гнейсов. 300 м

Мощность отложений по разрезу I700 м.

В верховьях р.Борогона широким распространением пользуются мезо- и лейкократовые двупироксеновые и гиперстеновые кристаллические сланцы. Довольно хорошо прослеживается здесь горизонт пироксен-гранатовых кристаллических сланцев. Подошва свиты в районе не вскрыта и видимая мощность свиты принимается равной I700 м.

Гиперстеновые кристаллические сланцы являются наиболее характерными породами верхнесуннагинской свиты. Это массивные черные, коричневые, зеленовато-коричневые среднезернистые и обычно равномернотернистые породы. Состоят они из плагиоклаза (лабрадор № 54) (70%), гиперстена (15%), диоксида (до 5%), роговой обманки (8-10%), магнетита (до 7%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ильменитом, рутилом, пиритом. Структура кристаллических сланцев гранобластовая. С появлением кварца (до 15-20%) гиперстеновые кристаллические сланцы переходят в гиперстеновые гнейсы. В гиперстеновых гнейсах несколько уменьшается содержание гиперстена (до 10%) и плагиоклаза (до 60%); иногда в небольших количествах (до 5%) появляется биотит.

Двупироксеновые кристаллические сланцы связаны постепенными переходами с гиперстеновыми и описанными ниже пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами. Двупироксеновые кристаллические сланцы - это черные среднезернистые породы, состоящие на 30-40% из цветных минералов и на 60-70% из плагиоклаза. Цветные минералы - диоксид и гиперстен. Диоксид обычно преобладает. Как правило, распределение цветных минералов в породе неравномерное, линейно вытянутое. Плагиоклаз представлен андезитом № 45. Из акцессорных минералов наблюдается апатит. Магнетит содержится в количестве до 5%. Структура пород гранобластовая.

Пироксен-биотитовые и двупироксен-биотитовые кристаллические сланцы, в отличие от описанных выше, содержат биотит (до 10%).

Двупироксеновые кристаллические сланцы при постепенном увеличении содержания амфибола переходят в двупироксен-амфиболовые. Иногда содержание амфибола доходит до 50% и, таким образом, они переходят в амфиболиты. Такие взаимопереходы пород часто наблюдаются в пределах одного обнажения.

Пироксен-гранатовые кристаллические сланцы - массивные

меланократовые среднекристаллические породы. На темном фоне основной массы хорошо выделяются крупные (до I см) округлые кристаллы граната с амфиболеосодержащей плагиоклазовой оторочкой. Минералогический состав этих сланцев - плагиоклаз (андезит № 45) (55%), гранат (5-10%), диоксид (20%), гиперстен (10-15%). Структура пород гранобластовая, иногда гломеробластовая. В лейкократовых разностях содержание граната достигает 30% и появляется биотит.

Биотит и биотит-гранатовые гнейсы не отличаются от таковых сутапской свиты, которая описывается ниже.

К ю р и к а н с к а я с в и т а (A_hi). Образования юрикранской свиты окаймляют поле развития пород верхнесуннагинской свиты, слагая крылья крупной антиклинальной складки, и развиты шире их. Они прослеживаются от междуречья рек Укикан и Кун-Маньё, где ограничены площадью распространения протерозойских габброидов, на северо-запад до верховьев р.Борогон. Незначительные выходы пород юрикранской свиты известны также близ устья р.Укикан и в бассейне р.Тавитчак. В верховьях р.Бургагенжи протерозойские габброиды содержат ксенолиты этих пород. Общая площадь, занимаемая образованиями юрикранской свиты, около 350 км².

Петрографический состав свиты очень пестрый. Пестрота состава является основным признаком, позволяющим картировать образования юрикранской свиты и отделять их от монотонной толщи меланократовых кристаллических сланцев верхнесуннагинской свиты. Слагающие юрикранскую свиту пироксен-биотитовые, биотитовые, двупироксеновые, двупироксен-биотитовые, биотит-гранатовые и биотит-гранат-графитовые гнейсы и кристаллические сланцы находятся либо в тонком переслаивании, либо образуют неоднородные по составу пачки до 100-150 м мощности. При резком преобладании одной петрографической разности, в составе пачки всегда присутствуют в виде прослоев и горизонтов другие. По простиранию пачки быстро выклиниваются или меняют свой состав, так что ни одна из них не может быть принята за маркирующую. Границы между пачками разного состава не резкие. Представление о характере переслаивания в юрикранской свите дает частный разрез, наблюдавшийся на водоразделе рек Борогона и Авланара:

1. Биотит-гранатовые и биотит-пироксеновые гнейсы мигматизированные. 100 м

2. Пироксеновые кристаллические сланцы с прослоями двупироксен-биотитовых кристаллических сланцев, а в нижней части - биотит-гранатовых гнейсов . . 230 "

250

250

Желтулинская серия

3. Переслаивающиеся мелкозернистые биотит-пироксеновые и биотит-гранатовые гнейсы.	100 м
4. Биотит-пироксеновые кристаллические сланцы с прослоями биотитовых и реже биотит-графитовых гнейсов.	60 "
5. Пироксен-биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с биотит-гранат-графитовыми гнейсами.	240 "
6. Биотит-пироксеновые кристаллические сланцы и биотитовые гнейсы с редкими прослоями биотит-гранатовых гнейсов.	90 "
7. Биотит-гранатовые гнейсы.	50 "
8. Пироксен-биотитовые гнейсы и пироксен-гранатовые кристаллические сланцы с прослоями биотит-гранатовых гнейсов в центральной части пачки	90 "
9. Биотит-гранатовые гнейсы с графитом	30 "
10. Биотит-пироксеновые гнейсы.	20 "
11. Чередующиеся биотит-гранатовые и биотит-гранат-графитовые гнейсы	130 "
12. Пироксен-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы.	70 "

Мощность отложений юриканской свиты в приведенном разрезе, который характеризует только среднюю ее часть, составляет 1210 м.

На правом берегу р.Тавитчак на породах юриканской свиты согласно залегают монотонные биотит-гранатовые гнейсы сутамской свиты. На большей же части площади этот контакт, так же как и нижняя граница юриканской свиты, осложнены разломами. Истинную мощность свиты на территории листа установить невозможно. К востоку (Шпак, 1963ф), в бассейне р.Тавитчак мощность оценивается в 2000-2500 м. Западнее исследованной территории, в бассейне р.Мая-Половинная (Гиммельфарб, 1963ф), мощность свиты несколько меньше - около 2000 м. Учитывая эти данные, мощность отложений юриканской свиты в пределах описываемого района принимается равной 2000-2500 м.

В петрографическом отношении пироксенсодержащие кристаллические сланцы и гнейсы юриканской свиты совершенно аналогичны описанным выше породам верхнесуннагинской свиты, а биотит-гранатовые и биотитовые гнейсы - гнейсам сутамской свиты.

Большая часть исследованного района сложена породами Желтулинской серии, в которой выделяются сутамская и худурканская свиты.

Сутамская свита (нерасчлененные отложения) (Ал). Из архейских образований, известных в районе, наиболее широко распространены породы сутамской свиты. Ими сложена основная часть площади к северу от хр.Джугджур, бассейн р.Биринди и верхнего течения р.Суры, а также юго-западная часть водораздела рек Май-Половинной и Кун-Маньё. В нижней части р.Бургалинди образования сутамской свиты слагают ксенолиты среди протерозойских габброидов. На юго-западе, западе, севере и северо-востоке породы сутамской свиты уходят за пределы района, а на юго-востоке они ограничены прорывающими их протерозойскими и мезозойскими интрузиями. Породы этой свиты слагают несколько антиклинальных и синклинальных структур.

В строении сутамской свиты участвуют те же петрографические разности гнейсов и сланцев, что и в юриканской свите. Однако в разрезе сутамской свиты резко преобладают биотит-гранатовые и биотитовые гнейсы, часто содержащие графит, а биотит-пироксеновые, пироксеновые, пироксен-гранатовые гнейсы и кристаллические сланцы присутствуют в виде резко подчиненных прослоев. Поэтому сутамская свита отличается от выше и ниже лежащих свит монотонным лейкократовым составом. В нижней части разреза свиты на отдельных участках наблюдаются быстро выклинивающиеся по простиранию линзы минерализованных мраморов.

Породы сутамской свиты, обнажающиеся среди протерозойских габброидов, претерпели интенсивный регрессивный метаморфизм, развившийся в их хлоритизации и соссиритизации. Участки диафторированных пород наблюдаются также между Кун-Маньё и Маей на юго-западе района, вблизи зон разломов.

Представление о составе сутамской свиты и характере переслаивания в ней пород дает следующий частный разрез средней ее части, наблюдавшийся в долине р.Артк:

1. Пироксен-гранатовые гнейсы.	10 м
2. Биотит-гранат-графитовые гнейсы	115 "
3. Пироксен-гранатовые гнейсы.	8 "
4. Биотит-пироксеновые гнейсы.	10 "
5. Биотит-гранатовые гнейсы.	150 "
6. Биотит-гранатовые гнейсы хлоритизированные.	100 "

250
250

7. Биотит-гранатовые гнейсы с прослоями биотит-пироксеновых гнейсов и пироксен-гранатовых кристаллических сланцев интенсивно мигматизированные. 400 м
8. Хлоритизированные биотит-гранатовые гнейсы. 400 "

Мощность пород по разрезу около 1200 м.

Полная мощность свиты здесь, по-видимому, составляет не менее 2000 м. В северном направлении она значительно возрастает и, даже учитывая интенсивную складчатость, составляет на северо-востоке района около 4000 м.

Биотит-гранатовые гнейсы - это светло-серые породы часто с розоватым или желтоватым оттенком, с хорошо выраженной кристаллической сланцеватостью. На фоне основной массы четко выделяются округлые зерна граната розового, красного, бурого цветов.

Минералогический состав биотит-гранатовых гнейсов следующий: плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-андезин № 15-28) (40-50%), кварц (10-30%), биотит (10-15%, иногда 20%), гранат (5-10%), иногда наблюдается микроклин. Из акцессорных минералов отмечаются циркон и монацит, титаномagnetит, ильменит. Структура пород лепидогранобластовая, порфириобластовая.

Биотитовые гнейсы - это темно-серые и серые с желтовато-буроватым оттенком породы, состоящие из плагиоклаза (35-40%), кварца (25%), биотита (25-30%). Иногда появляется микроклин (до 10-15%). Ориентированные пластинки биотита придают породе сланцеватую текстуру.

Биотит-гранат-графитовые и биотит-графитовые гнейсы отличаются от вышеописанных пород наличием графита (до 10%), придающего им меланократовый облик.

Биотит-пироксеновые гнейсы и сланцы - равномернозернистые массивные, иногда сланцеватые породы желтовато-серого цвета. Состоят они из плагиоклаза (олигоклаз № 23) (55%), пироксена (диопсид, реже диопсид-авгит) (20-30%), биотита (10-15%). В гнейсах содержится кварц в количестве до 15-20%. Структура гранобластовая и лепидогранобластовая.

Пироксен-биотитовые и биотит-пироксен-гранатовые гнейсы и кристаллические сланцы - меланократовые разнозернистые породы. На фоне их основной массы четко выделяются крупные округлые зерна темно-красного граната. Состоят они из плагиоклаза (олигоклаз № 25-28), кварца (10-20%), гиперстена (15-20%), граната (15-20%), биотита (до 10%); акцессорные представлены апатитом и изредка цирконом. Структура пород порфириобластовая, гранобластовая, лепидогранобластовая.

Гранат-двупироксеновые кристаллические сланцы внешне почти не отличаются от вышеописанных. Минералогический состав породы следующий: олигоклаз № 25 (45%), гранат (20%), диопсид-авгит (15%), гиперстен (5%), кварц (5-8%), апатит рудный. Текстура полосчатая, обусловленная чередованием лейкократовых и меланократовых слоев. Структура гранобластовая.

Мраморы - белые, желтовато-белые, кремовые, розовые, серые породы мелко- и крупнозернистые. Чистые мраморы, состоящие только из кальцита, встречаются очень редко. Чаще встречающиеся минерализованные мраморы содержат обильные (до 20-25%) включения форстерита, диопсида, плагиоклаза, скаполита, кварца, графита, сфена. Структура мраморов гранобластовая, гетеробластовая.

В диафторированных биотит-гранатовых гнейсах изменения выражаются в хлоритизации граната и биотита, серицитизации и эпидотизации плагиоклазов. Плагиоклазы раскисляются до олигоклаза № 16, появляется альбит. В конечном результате образуются породы, состоящие из хлорита, серицита, эпидота, олигоклаз-альбита и кварца. В диафторированных гранат-пироксеновых породах кроме этих минералов отмечается тальк, замещающий пироксен.

Худурканская свита (нерасчлененные отложения) (Ahd). Метаморфические образования худурканской свиты обнажаются в северо-западной части района, в бассейне нижнего течения рек Удмы и Удмыкана на площади в 400 км².

Породы худурканской свиты в бассейне р. Удмы слагают синклинальную складку, ось которой имеет северо-западное простирание. В целом свита имеет меланократовый облик и характеризуется резким преобладанием в разрезе пироксен- и амфиболсодержащих пород. Биотит-гранатовые гнейсы, широко распространенные в нижележащей сутамской свите, здесь практически отсутствуют. Поэтому граница между свитами, залегающими согласно друг с другом, проводится по исчезновению из разреза биотит-гранатовых гнейсов и по появлению мощных пачек амфибол- или пироксенсодержащих метаморфических пород.

На отдельных участках в составе худурканской свиты четко выделяются две пачки: нижняя, сложенная преимущественно пироксенсодержащими гнейсами и верхняя, сложенная в основном амфиболсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами; недостаточная обнаженность не позволяет провести площадное картирование пачек и изучить их разрез. Породы нижней пачки обнажаются на южных склонах водораздела Бол.Тыркана и Удмыкана, откуда полосой шири-

ноу в 2 км протягиваются в северо-западном направлении за пределы района. Нижняя пачка сложена пироксеновыми, пироксен-биотитовыми, биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями амфиболовых, биотит-амфиболовых и амфибол-пироксеновых разностей. Максимальная мощность пачки в бассейне Бол.Тыркана - 1000 м.

Выходы пород верхней пачки протягиваются узкой полосой от устья р.Удмукана до среднего течения р.Удмы. Она сложена буровато-зелеными, темно-зелеными существенно амфиболовыми породами: амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, амфибол-двупироксеновыми и амфибол-гиперстеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами. Пироксен-биотитовые и биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы образуют маломощные прослои. Иногда встречаются линзы минерализованных мраморов. Максимальная мощность пачки в среднем течении р.Удмы 700 м. Общая видимая мощность хударканской свиты оценивается в 1700 м.

В западной части района - в бассейне Мал.Тыркана, Удмукана и Суры - в крупном тектоническом блоке, ограниченном разломами, обнажается толща метаморфических пород условно отнесенных к хударканской свите. В этой зоне широко развиты архейские граниты, интенсивно мигматизирующие толщу амфибол- и пироксеносодержащих кристаллических сланцев с линзами мраморов. Вся зона серий параллельных разломов северо-западного простирания разбита на множество узких блоков, неоднократные подвижки по которым вызвали сильную милонитизацию пород. Вдоль разломов породы окварцованы и хлоритизированы. Геологическое положение толщи в разрезе метаморфических архейских пород не установлено. Критерием для условного отнесения ее к хударканской свите является близость ее петрографического состава к составу хударканской свиты бассейна р.Мал.Тыркан.

Пироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы наблюдаются в основном в разрезе нижней пачки. Это мезократовые, иногда меланократовые, среднезернистые, реже мелкозернистые, массивные или полосчатые породы. Породообразующими минералами являются плагиоклаз (андезин № 40-50), кварц (20-30%), пироксен (диопсид, редко авгит) (10-30%).

Пироксен-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы содержат биотит в количестве 10-15%. Они являются переходными разностями к биотитовым гнейсам, которые не отличаются от биотитовых гнейсов сутамской свиты. В кристаллических сланцах кварц отсутствует, а содержание пироксенов доходит до 40%. В динамометаморфизованных разностях пироксены амфиболизируются, а биотит заме-

щается хлоритом.

Амфиболовые, биотит-амфиболовые, амфибол-пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы связаны между собой постепенными переходами. Среди них наблюдаются в основном кристаллические сланцы, гнейсы встречаются значительно реже. Для этих пород характерны темные зеленоватые цвета, средне- и мелкозернистое сложение, массивные и реже полосчатые текстуры. Кристаллические сланцы сложены плагиоклазом и амфиболом; второстепенными минералами являются биотит и пироксен. В гнейсах добавляется кварц. Содержание плагиоклаза (андезин № 40-50) составляет 40-60%, амфибола - 20-60%, пироксена (диопсид и гиперстен) и биотита - по 5-10%, кварца - до 10%. Структуры пород гетеро- и гранобластовые.

Как следует из предыдущего описания, среди архейских образований района преобладают две основные разности пород: биотит-гранатовые и биотитовые гнейсы и пироксеновые, амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы. Можно считать установленным, что биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы имеют первично-осадочное происхождение. Об этом свидетельствует обычно хорошо выраженная слоистость, богатство этих пород избыточным глиноземом, перепластование их с мраморами. Подтверждением такого заключения могут служить химические анализы четырех разновидностей гнейсов, отобранные с участков минимального развития гранитизации. Резкое преобладание кремнезема над глиноземом и незначительное содержание окиси магния в приведенных анализах (табл. I) позволяет предположить, что первичные осадки были представлены песчаниками и глинами.

Пироксеновые, двупироксеновые кристаллические сланцы, а также их разности, содержащие гранат, не несут четко выраженных свойств осадочных пород. Многие из них имеют массивную текстуру. По своему химическому составу они отличаются от осадочных пород высоким содержанием окислов двухвалентных металлов и малым содержанием кремнезема, и наиболее близки к габбро или диабазу (по Дэли). Это дает основание полагать, что пироксеновые кристаллические сланцы имеют первично магматическое происхождение. Вероятно, среди них резко преобладают эффузивные разности, хотя возможны и интрузивные образования, различия между которыми стерты в процессе метаморфизма.

Происхождение амфиболовых сланцев и гнейсов хударканской свиты менее ясно. Учитывая их постоянную ассоциацию с мраморами, можно полагать, что такие сланцы являются продуктом метаморфизма туфогенно-осадочных толщ.

Таблица I

№ п/п	№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	П.п.п., включая воду	SO ₃	P ₂ O ₅	Σ
1	1313/4	65,65	0,56	17,58	1,15	3,99	0,04	2,21	3,44	3,60	1,20	0,18	0,52	Нет	-	100,12
2	1331/1	71,82	0,40	13,95	2,06	3,67	0,10	1,59	1,60	2,14	2,44	0,43	0,72	0,04	0,30	101,26
3	3156/5	66,08	0,58	16,63	2,38	2,59	0,21	2,04	1,95	3,41	2,50	0,62	1,62	0,47	0,23	101,82
4	1411/3	61,16	0,48	19,82	0,64	5,78	0,05	2,20	1,37	2,50	4,24	1,29	1,46	0,05	-	101,04
5	1003/7	71,38	0,46	15,59	1,06	2,34	0,06	0,79	0,80	2,47	5,91	0,15	0,68	Сл.	0,33	102,02
6	1381/6	48,80	1,20	10,47	4,35	9,81	0,19	9,49	10,45	1,60	2,04	0,27	1,57	0,03	0,30	100,50
7	1390/2	49,92	1,56	20,98	1,29	8,26	0,19	8,04	4,70	1,84	3,20	0,14	1,18	0,01	0,35	101,66
8	8145	47,72	0,58	16,65	1,92	9,70	0,17	11,89	7,39	0,60	2,52	0,23	1,32	0,03	0,07	100,79

I - р.Бирандя. Биотит-гранатовый гнейс сугамской свиты. 2 - р.Бирандя. Биотит-гранатовый гнейс сугамской свиты. 3 - р.Кала. Биотит-гранатовый гнейс сугамской свиты. 4 - р.Сура. Силлиманит-гранатовый гнейс сугамской свиты. 5 - р.Магненан. Биотит-гранат-графитовый гнейс сугамской свиты. 6 - Верховья р.Бурганенги. Пироксен-гранатовый кристаллический сланец юркинской свиты. 7 - там же. Дупироксен-овый кристаллический сланец с гранатом юркинской свиты. 8 - Верховья р.Борогон. Пироксен-амфиболовый кристаллический сланец с гранатом юркинской свиты.

Наиболее широко распространенные среди архейских пород района ассоциации гиперстена с основным плагиоклазом, а также наличие алмандинового граната и отсутствие гроссуляра, свидетельствует о том, что метаморфизм происходил в условиях гранулитовой фации.

Архейский возраст образований устанавливается как по типичным для архей парагенетическим ассоциациям минералов, так и по многочисленным определениям абсолютного возраста инъецирующих гранитов сопредельных площадей (М-52-У1 и О-53-XXXI) (Филиппов, 1960ф, Гиммельфарб, 1963ф) калий-аргоновым (определения В.М.Комаровой) и свинцовым (определения А.И.Тугаринова) методами - 2100-2300 млн.лет.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ЮРСКОЙ - НИЖНИЙ ОТДЕЛ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ

Джелонская свита (нерасчлененные отложения) (J₃-Ст₁dl). Вулканогенные образования, относимые к желонской свите, имеют ограниченное распространение. Они слагают три небольших разобленных участка на левобережье р.Кун-Маньё. В двух восточных участках желонская свита представлена вулканогенными породами преимущественно среднего состава. На западном участке, расположенном в южной части Кун-Маньёнской котловины, развиты туффогенно-осадочные породы, отлагавшиеся в мелководном бассейне.

Породы желонской свиты имеют пологое падение и с размывом залегают на архейских и протерозойских образованиях.

Туффогенно-осадочные отложения желонской свиты представлены серыми разных оттенков туффитовыми песчаниками, средне- и тонкозернистыми алевролитами. В подчиненном количестве отмечаются грубозернистые и гравелистые туффитовые песчаники, а также темно-серые до черных, либо темные зеленовато-серые мелкие туффитовые алевролиты и аргиллиты. Нередко туффитовые алевролиты и аргиллиты тонко ритмично переслаиваются с туффитовыми песчаниками. Толщина прослоев колеблется от первых десятков сантиметров до 3-5 см. Параллельная, а иногда косая, либо волнистая слоистость отмечается и в самих туффитовых алевролитах и аргиллитах. Часто в описанных породах содержатся обугленные растительные остатки плохой сохранности, либо растительный детритус.

Туффитовые песчаники -, как правило, неравнозернистые

породы, состоящие из угловатых, реже оскольчатых, либо полуокатанных обломочных зерен, представленных кварцем, средним плагиоклазом и реже калиевым полевым шпатом. Постоянно отмечаются полуокатанные обломки трахитов, реже андезитов, кварцитов, гнейсов, мигматитов и т.п.

Туффитовые алевролиты состоят из угловатых и оскольчатых обломков, представленных главным образом кварцем.

Цемент в туффитовых песчаниках и алевролитах обычно хлоритовый с примесью пелитового материала и лимонита.

Аргиллиты состоят из изотропного глинистого материала, часто железненного, в котором наблюдаются мельчайшие осколки кварца.

Вторичные процессы проявляются в образовании мелких, ориентированных вдоль сланцеватости листочков серицита, реже биотита и мусковита как в цементе песчаников и алевролитов, так и в аргиллитах. Иногда наблюдается карбонатизация цемента.

Эффузивно-туфогенные образования, развитые в двух восточных участках, представляют собой монотонную толщу, сложенную в основном переслаивающимися между собой андезитовыми порфиритами и их туфами. Порфириты и туфы присутствуют примерно в равных количествах, либо туфы несколько преобладают над эффузивами. В подчиненном количестве отмечаются прослой дацитовых порфиров, плагиопорфиров, иногда их туфов, андезито-базальтовых порфиритов и еще реже - туффитовых алевролитов и аргиллитов. В основании толщи повсеместно отмечается базальный горизонт мощностью от нескольких метров до 50-60 м, содержащий обильную гальку и неокатанные угловатые обломки подстилающих пород - гнейсов, мигматитов, габброидов и т.п. Особенно значительную (до 60 м) мощность имеет горизонт на левобережье р.Салги. Характер базального горизонта непостоянен. Обломки и галька присутствуют как в туфах, так и в эффузивах.

Андезитовые порфириты представляют собой темно-серые, черные, вишневые и реже зеленовато-серые породы обычно порфирового сложения. Вкрапленники размером 1-4 мм представлены преимущественно плагиоклазом (андезином) и реже роговой обманкой с опацитовыми каймами. Основная масса состоит из плагиоклаза и стекла и обладает микролитовой, либо гиалопилитовой структурой.

Андезито-базальтовые порфириты - темно-серые до черных плотные породы порфирового строения. Во вкрапленниках наряду с плагиоклазом (андезин-лабрадор) в значительных количествах присутствует моноклинный пироксен. Основная масса микролитовой

структуры состоит из плагиоклаза и рудного минерала.

Дацитовые порфиры и плагиопорфиры представляют собой более лейкократовые породы. Во вкрапленниках наряду с преобладающим плагиоклазом (олигоклазом, олигоклаз-андезином) отмечается биотит. В основной массе, кроме плагиоклаза и стекла, содержится калиевый полевой шпат, а в дацитовых порфирах - кварц. Нередко в основной массе отмечаются флюидальные текстуры.

Туфы обычно неравномернозернистые (от алевро-псаммитовых до псефитовых) темные, очень плотные, по внешнему облику часто почти не отличимы от порфиритов. Угловатые обломки представлены средним плагиоклазом, порфиритами, изредка кварцем и докембрийскими породами. Цемент составляет до 50% от объема пород и представлен тонкоперетертым материалом существенно плагиоклазового состава.

Вторичные изменения в эффузивно-туфогенной толще часто проявляются в ожелезнении, которое наиболее интенсивно захватывает цемент в туфах. Также интенсивно проявлена карбонатизация, а иногда серицитизация и пятнистая эпидотизация.

Полную мощность джелонской свиты на описываемой территории определить невозможно, поскольку здесь нигде не наблюдается ее кровли. Мощность на всех трех участках не превышает 400 м.

На площади листа нижний возрастной предел описываемой толщи определяется ее резко несогласным налеганием на архейские и протерозойские образования. Верхний возрастной предел устанавливается на прилегающей с востока площади, где в верховьях нижнего Чалбука наблюдается прорывание аналогичных эффузивно-туфогенных пород мезозойскими гранитоидами (Шпак, 1963 ф.). Таким образом, время формирования описываемой толщи ограничено широкими возрастными пределами - от протерозоя до нижнего мела включительно. Однако по своим литологопетрографическим особенностям (достаточно свежий облик пород, массивные текстуры), геологическому положению (слабо нарушенное залегание), а также по характеру разреза и составу она очень близка к образованиям джелонской свиты, широко развитой на правобережье Охотского моря в пределах хр. Прибрежного (Красный, 1955). Возраст последней определяется флористически как верхнеюрский-нижнемеловой. Такое определение возраста описанной толщи подтверждается и данными спорово-пыльцевого анализа туфогенно-осадочных пород с растительными остатками с левобережья Бургаленжи. Спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием пыльцы голосеменных класса *Coniferales* (главным образом семейств *Pinaceae* и *Taxodiaceae*), более бедным спектром пыльцы покры-

тосеменных *Larix*, *Betula*, *Castanea*, *Paliurus* и постоянным присутствием того или иного количества спор *Stenozonotriletes radialis*, *Chlonova* свидетельствуют о том, что накопление туфогенно-осадочной толщи происходило в конце верхней юры - начале нижнего мела.

Верхнемеловые - палеоценовые отложения нерасчлененные (C₂-Pg₁)

Рассматриваемые образования встречены в междуречье Кун-Маньё - Укикана и на правом берегу р. Биранди, недалеко от ее устья. Это рыхлые континентальные отложения мощностью до 3 м, представленные преимущественно желтыми и красновато-желтыми мелкозернистыми песками, а также более темноокрашенными, нередко слегка песчанистыми суглинками и глинами. В междуречье Кун-Маньё - Укикана в основании разреза залегают пески, а на правом берегу р. Биранди - глины. Пески в междуречье Кун-Маньё - Укикана хорошо сортированные, преимущественно кварцевые, по-видимому, перемытые. Пески же правобережья р. Биранди плохо сортированные, полимиктовые.

В составе спорово-пыльцевых спектров из описанных отложений господствующее положение занимают папоротникообразные и покрытосеменные. Среди первых преобладают роды *Gleichenia*, *Selaginella*, *Lygodium*, *Anemia*, *Mohria*, *Licopodium* семейств *Polypodiaceae* и *Cyatheaceae*. В нижних частях разреза (междуречье Кун-Маньё - Укикана) присутствует также большое количество спор *Schizaea cf. dorogensis* R. Pot и реже *Leiotriletes*, а среди пыльцы покрытосеменных преобладают *Taxodiaceae* и *Pinaceae* (в основном *Pinus*). В верхней части разреза (правобережье Биранди) присутствует огромное количество пыльцы семейства *Rhamnaceae*.

Приведенные выше спорово-пыльцевые спектры аналогичны спорово-пыльцевым комплексам рыхлых континентальных отложений верхнемелового и нижнепалеогенового возраста Вильямской впадины. Очевидно, описанные отложения формировались с верхнемелового времени до начала палеогена. Верхняя их возрастная граница не ясна, так как нигде не известна кровля описанных образований. Однако они безусловно закончили свое образование до четвертичного времени, поскольку к началу этого периода был в основном уже сформирован современный рельеф района. В связи с этим возраст описанных отложений датируется верхнемеловым-палеогеновым временем.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичная система представлена ниже-, средне-, верхне-четвертичными и современными отложениями.

Нижнечетвертичные отложения

Аллювиальные (90-125-метровой террасы) отложения (Q_I). К нижнечетвертичным отложениям относится аллювий эрозионно-аккумулятивной террасы относительно высоты 90-125 м, прослеживающейся в долине рек Тырман и Тавитчак. Они представлены валунниками, галечниками, песками, суглинками, торфом. Мощность отложений достигает 120 м.

В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца широколиственных пород, реликтовых форм неогена: *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Acer*, *Myrtila*.

Нижнечетвертичный возраст аллювия определяется на основании сходства спорово-пыльцевых комплексов отложений со спорово-пыльцевыми комплексами 110-120-метровой террасы р. Маи. В отложениях последней были обнаружены зубы *Elephas meridionalis* Nesti (Скотаренко, 1963 г.).

Среднечетвертичные отложения

Аллювиальные (50-65-метровой террасы) отложения (Q_{II}¹) слагают аккумулятивные террасы высотой 50-65 м, сохранившиеся на небольших участках в долине рек Удью и Удумкан. Эти образования представлены слоистыми хорошо сортированными песками, переслаивающимися с суглинками, реже глинами, и содержащими единичные прослои торфа. Мощность отложений достигает 60-65 м.

В спорово-пыльцевых спектрах этих отложений господствует пыльца древесных пород (60-80% от общего спектра). Среди нее основное место занимает пыльца березы (*Betula*) - до 60%, ели (*Picea*) - до 31%, сосны (*Pinus*) до 9%.

Среднечетвертичный возраст этих отложений определяется на основании находки в них на правом берегу р. Тырман зуба *Elephas trogonterii* Pohl поздней формы.

Дедниковые отложения (Q_{II}²), развиты только в верховьях р. Кун-Маньё и р. Нижний Кагкан, представлены

плохо сортированным гравием с многочисленными линзовидными прослоями косослоистых песков, линзами валуников. Изредка отмечаются прослой супесей и валунных суглинков. Мощность ледниковых отложений 20-30 м.

На площади листа, в бассейне р. Удмы в ледниковые отложения врезана 15-25-метровая надпойменная терраса, возраст которой определен как первая половина верхнечетвертичного времени. Восточнее, в долине р. Чалбук, в 5 км от территории эти ледниковые отложения перекрывают аллювий 50-65-метровой террасы (Шпак, 1963 г.), возраст которой, как описано выше, определяется как вторая половина среднечетвертичного времени. На основании этого возраст ледниковых образований уверенно определяется как среднечетвертичный.

Верхнечетвертичные отложения

Аллювиальные (15-25-метровой террасы) отложения (Q_{III}^1) слагают 15-25-метровую террасу, занимающую значительные площади в долинах рек Удмы, Удомкана, Тыркана, Кун-Маньё. Они представлены галечниками, песками, суглинками с прослоями валуников и торфа. Мощность отложений 15-25 м.

Спорово-пыльцевые спектры этих отложений характеризуются господством спор представителей холодолюбивой арктической флоры *Selaginella sibirica* - до 62% и *Lycopodium apressum* - до 38%.

Описанный спектр четко сопоставляется со спорово-пыльцевым спектром, известным в 80 км к северо-востоку от района, в аллювиальных отложениях 15-25-метровой террасы р. Учур, где были обнаружены зубы и позвонки *Elephas primigenius* Blum позднего типа (Гамалея, 1962ф). На основании этого возраст описанных аллювиальных отложений определяется как первая половина верхнечетвертичного времени.

Ледниковые и аллювиальные (7-12-метровой террасы) отложения (Q_{III}^2). Аллювиальные отложения, слагающие 7-12-метровую террасу, широко распространенную по долинам всех рек, представлены слоистыми галечниками и песками, с линзами суглинков. Мощность отложений 7-12 м.

Верхнечетвертичный возраст (вторая половина) аллювия определен на основании сходства спорово-пыльцевых спектров описываемых

образований и отложений 7-12-метровой террасы р. Учур, в которых наряду с преобладанием спор *Selaginella sibirica* и *Lycopodium apressum* значительное участие принимает пыльца травяных пород. В аллювии 7-12-метровой террасы р. Учур обнаружены позвонки *Equus caballus* L. (Гамалея, 1962 ф).

На основании этого возраст описанных аллювиальных отложений определен как верхнечетвертичный (вторая половина).

Ледниковые отложения развиты широко вдоль восточной границы района, а также в долинах рек Удмы, Удомкана, Бургаланджи. Они представлены моренными и флювиогляциальными фациями.

Морена сложена валуниками с подчиненными прослоями галечников и песков. Флювиогляциальные отложения представлены плохо сортированными часто косослоистыми песками и галечниками с прослоями глин. Мощность этих отложений достигает 80 м. В описанные ледниковые образования повсеместно врезаны поймы рек и ручьев, формирующиеся в настоящее время. В свою очередь, описываемые ледниковые отложения перекрывают 7-12-метровую террасу в долине р. Удмы и других рек, которая образовалась в верхнечетвертичное время (вторая половина). Поэтому возраст ледниковых отложений определен как вторая половина верхнечетвертичного времени.

Современные отложения

Аллювиальные (высокой поймы) отложения (Q_{IV}^1) широко развиты в бассейне р. Кун-Маньё и представлены галечниками, валуниками, песками, суглинками и торфом. Отложения высокой поймы характеризуются спорово-пыльцевым спектром, в составе которого преобладает пыльца и споры древесных пород (до 60%), меньше травянистых (8%). Мощность этих отложений составляет до 3-5 м. Описываемые образования врезаны в отложения 7-12-метровой террасы. Принадлежность их к пойменным отложениям современного времени обосновывается тем, что поверхность высокой поймы заливалась водами в периоды крупных паводков.

Аллювиальные (пойменные) отложения (Q_{IV}^2) представлены валуниками, галечниками и песками с маломощными прослоями торфов. Мощность этих отложений составляет обычно 2-3 м, изредка увеличиваясь до 4-6 м. Отложения формируются в настоящее время.

Аллювиальные отложения (Q_{IV}). К современным нерасчлененным отложениям относится аллювий поймы бас-

сейна р. Бол. Тиркан, где морфологический анализ не позволяет выделить порознь низкую и высокую пойму. Аллювиальные пойменные отложения представлены валунниками, галечниками и песками, плохо сортированными, косослоистыми. Наблюдаются подчиненные прослойки суглинков, глин, торфов. Мощность описанных отложений составляет 3-5 м. Формирование этих образований продолжается в настоящее время.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования слагают до 30% площади и представлены различными кислыми, основными и ультраосновными породами. Среди них выделяются следующие разновозрастные группы пород:

Архейские интрузии:

- 1) габбро-перидотиты, пироксениты и перидотиты;
- 2) биотитовые и роговообманковые граниты.

Протерозойские интрузии:

- 1) габбро-амфиболиты, амфиболиты, пироксениты и лейкократовые габбро;
- 2) биотитовые, роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты.

Позднекаменноугольные интрузии. Джугджурский комплекс:

- 1) среднезернистые биотит-роговообманковые гранодиориты;
- 2) мелкозернистые кварцевые диориты, диориты, гранодиориты, граниты.

А Р Х Е Й С К И Е И Н Т Р У З И И

В пределах Алданского щита с наиболее древним проявлением магматической деятельности связано внедрение основной и ультраосновной магмы, продуктами застывания которой являются перидотиты, пироксениты и оливинсодержащие кристаллические сланцы. В пределах исследованной территории эта группа пород представлена в основном габбро-перидотитами и пироксенитами. С эпохой складчатости и метаморфизма архейских образований связано образование гранитоидных пород и мигматизация всей толщи. Среди гранитов преобладают биотит- и амфиболсодержащие разновидности. Только среди пород верхнесуннагинской свиты изредка встречаются гиперстеновые граниты.

Габбро-перидотиты ($v\sigma A$), пироксениты,
перидотиты (σA)

Ультраосновные породы пользуются ограниченным распространением. Они встречаются главным образом на водоразделе рек Биранди и Кун-Маньё, в верховьях р. Борогона, в полосе северо-западного простирания, приуроченной к выходам кристаллических сланцев верхнесуннагинской свиты, а также в среднем течении р. Удмы и в верховьях р. Удмукана среди образований худурканской свиты. Ультраосновные породы образуют пластовые тела, залегающие согласно с вмещающими породами. Мощность тел достигает 100 м и более при протяженности до 2 км. Среди этих пород выделяются следующие разновидности: габбро-перидотиты, пироксениты и перидотиты. Это массивные мелко- и среднезернистые черные, коричневые породы. Зернистость их уменьшается от центральных к краевым частям тела.

Габбро-перидотиты и перидотиты связаны между собой постепенными переходами. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз, моноклиновый пироксен авгитового ряда, ромбический пироксен и оливин. Кроме того, присутствуют амфибол, шпинель, реже гранат и скаполит. Характерна друзитовая структура пород. Содержание оливина колеблется от 10 до 30%. По составу он отвечает форстериту с 30% фаялитовой молекулы. В габбро-перидотитах между оливином и плагиоклазом располагаются реакционные зоны. Непосредственно к оливину прилежит бронзитовая зона (бронзит с 25-30% ферросилитовой молекулы). Далее располагается амфибол-шпинелевая зона, за которой следует плагиоклаз. В отдельных случаях между амфибол-шпинелевой зоной и плагиоклазом располагается гранатовая зона. Кристаллы плагиоклаза переполнены включениями шпинели, пироксена и магнетитовой пыли. Иногда плагиоклаз полностью замещается скаполитом. Габбро-перидотиты на водоразделе Биранди - Кун-Маньё содержат до 2% титаномagnetита. На карте графиков ΔT_a поле развития габбро-перидотитов характеризуется резко повышенными значениями ΔT_a (см. рис. 2). Вероятно, с разрушением габбро-перидотитов связаны повышенные концентрации титаномagnetита в рыхлых отложениях р. Суры.

Пироксениты внешне не отличимы от перидотитов. Они сложены гиперстеном и моноклиновым пироксеном, по которым интенсивно развивается буро-зеленая роговая обманка. Из акцессорных минералов отмечаются апатит и шпинель. Структура пород гранобластовая. Возраст ультраосновных пород определяется по аналогии с центральной частью Алданского щита (Другова, 1959), где ультра-

основные породы, аналогичные вышеописанным, прорываются архейскими аляскистыми гранитами.

Биотитовые и роговообманковые, реже гиперстеновые граниты (I₂A)

Биотитовые и роговообманковые граниты в пределах исследованного района распространены очень широко. Выходы их особенно часто встречаются в поле развития пород сутамской свиты, реже среди пород худурканской свиты. При этом биотитовые граниты чаще всего наблюдаются среди биотит-гранатовых и биотитовых гнейсов сутамской свиты, а роговообманковые — среди пироксен- и амфибол-содержащих пород худурканской свиты. Они насыщают разрезы свит мощными послойными телами и тонкими инъекциями. Среди гиперстеновых кристаллических сланцев верхнесунагинской свиты изредка наблюдаются мелкие (до 100 м по простиранию при ширине выхода до 50 м) тела гиперстеновых гранитов. Как правило, граниты залегают согласно с вмещающими породами, но в редких случаях наблюдаются секущие контакты. Мощность послойных тел гранитов колеблется в широких пределах: от 5-10 см до нескольких десятков метров. В ленточных мигматитах толщина гранитных слоев уменьшается до 2-3 мм. Закономерности в распределении тел гранитов различной мощности нет. Протяженность тел по простиранию находится в прямой зависимости от их мощности. Наиболее крупные тела прослеживаются на 2-3 км при мощности в 70-90 м. Участки, где граниты составляют до 70-80% разреза, на геологической карте показаны "массивами" с условным контуром. Массивы постепенно переходят в поле ленточных мигматитов. Непосредственный контакт гранитов с вмещающими породами имеет различный характер. У мощных тел он очень четкий. У маломощных жил четкость контакта теряется и жила отличается от субстрата лишь отсутствием или незначительным содержанием биотита или роговой обманки. Между гиперстеновыми гранитами и вмещающими гиперстеновыми кристаллическими сланцами существуют взаимопереходы, выражающиеся в постепенном уменьшении содержания цветных минералов по направлению к граниту. В гранитах наблюдаются линзы и выклинивающиеся прослои кристаллических сланцев с нечеткими расплывчатыми контурами.

Основная масса гранитов имеет массивное сложение и только в эндоконтактных частях тел наблюдаются гнейсовидные разности. Кроме того, гнейсовидную текстуру имеют милонитизированные роговообманковые граниты, распространенные на хр. Джугджур в верховьях рек Этмата, Мал.Тырган, Туткан.

Биотитовые и роговообманковые граниты в большинстве случаев мелко- и среднезернистые. Цвет их белый, светло-серый, розовый; роговообманковые граниты обычно имеют зеленоватый оттенок. Минералогический состав лейкократовой части различных гранитов одинаковый: кварц (15-40%), плагиоклаз (20-75%), микролин (0-60%). Темноцветные минералы представлены биотитом (1-3%) или роговой обманкой (1-10%) совместно с биотитом (0-5%). Колебания содержания породообразующих минералов соответствуют изменениям состава гранитоидов от плагиогранитов до аляскистов. Из акцессорных минералов наблюдаются апатит, циркон, монацит, ортит, магнетит. Плагиоклаз в плагиогранитах по составу отвечает андезину № 30-36, а в аляскитах — олигоклазу № 26-28. По мере увеличения содержания калиевого полевого шпата, основность плагиоклаза постепенно понижается. Микролин, образующий крупные зерна неправильной формы, замещает плагиоклаз. Обычно содержит пертитовые вставки. Содержание биотита в таких участках доходит до 30%. В отличие от биотита, роговая обманка распределена равномерно и обычно кристаллы ее ориентированы. С биотитом ассоциируют монацит, ортит, циркон; в обогащенных биотитом разностях содержание монацита доходит до 5%, реже 10%. Крайне редко наблюдается фергисонит в крупных (5-7 мм) кристаллах. Структура гранитов аллотриоморфно-зернистая, бластогранитовая.

Гиперстеновые граниты имеют светлую желтовато-серую окраску, массивное сложение. Это среднезернистые, реже мелко- и крупнозернистые породы. Минералогический состав их следующий: гиперстен (5-10%), авгит и диопсид-авгит (3-4%), роговая обманка (2%), плагиоклаз (40%), микролин (20%), кварц (25-30%), из акцессорных отмечаются апатит и магнетит. Указанные процентные соотношения довольно постоянны. Структура гранитов гранобластовая. Плагиоклаз обычно несколько идиоморфнее других минералов. Обыкновенная роговая обманка является вторичным минералом.

Граниты в зонах милонитизации имеют очковую текстуру и порфирокластовые, катакластические, милонитовые структуры. "Очки" в них представлены крупными метакристаллами микролина, а основная масса — мелкозернистым кварц-плагиоклазовым агрегатом. На карте графиков ΔT_a поле развития архейских роговообманковых гранитов характеризуется повышенными значениями ΔT_a .

Тесная структурная связь гранитов и мигматитов с вмещающими их гнейсами и кристаллическими сланцами, их состав и текстурные особенности не оставляют сомнений в том, что они являются продуктами ультраметаморфизма древних осадочных толщ. Отсюда

возраст гранитов определяется как архейский. Архейский возраст подтверждается определениями абсолютного возраста (2200 млн. лет) (см. гл. Стратиграфия).

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Протерозойские интрузивные породы и породы, условно относимые к этому возрасту, развиты в южной половине исследованной территории и составляют до 10–12% всей площади. Размещение интрузий контролируется региональными разломами, осложняющими южную окраину Алданского щита. Протерозойский возраст принимается условно для основных пород (лейкократовых габбро и пироксенитов), образующих многочисленные послонные тела и сложно построенный массив. В процессе регионального метаморфизма основные породы были превращены в габбро-амфиболиты и амфиболиты. Затем габброиды и вмещающие их гнейсы были прорваны интрузиями гранодиоритов и диоритов, подвергшихся интенсивному калиевому автометасоматозу.

Габбро-амфиболиты, амфиболиты, пироксениты, лейкократовые габбро ($\sqrt{Prt_1}$?)

На территории листа М-58-1 основные породы, условно относимые к протерозойскому возрасту, пользуются широким распространением. Они обнажаются на площади в 900 км² в бассейне верхнего и среднего течения р. Кун-Маньё. Здесь основные породы составляют крупный Кун-Маньёнский массив. Южная и юго-восточная части массива располагаются за пределами описываемой территории.

Кун-Маньёнский массив приурочен к зоне развития протерозойских габбро-анортозитовых интрузий, протягивающейся от Байкальской горной области на восток через хребты Становой и Джугдур вплоть до побережья Тихого океана. Положение зоны, так же как и форма отдельных массивов, контролируется региональными разломами широтного простирания, осложняющими южную и юго-восточную окраинную часть Алданского щита. По-видимому, эти разломы служили путями внедрения основной магмы.

Кун-Маньёнский массив^{X/} представляет собой сложно построенную

^{X/} В.Н. Мошкин рассматривает Кун-Маньёнский массив как зону, насыщенную телами габброидов.

роенную, неоднородную, состоящую из серии крупных сближенных тел и содержащую многочисленные ксенолиты вмещающих кристаллических пород, интрузию, вытянутую в широтном направлении. По отношению к основным складчатым структурам вмещающих архейских пород интрузия в целом, по-видимому, является дискордантной, срезая их под острым углом. Но по периферии массива в сторону вмещающих пород отходят пластообразные тела, проникающие в толщу кристаллических сланцев и гнейсов вдоль зон дробления и плоскостей отслаивания, совпадающих с их слоистостью. Мощность таких тел меняется от 5 до 100 м. Насыщенность пластовыми телами архейских пород очень велика, поэтому провести достоверно линию контакта массива не представляется возможным. На значительном протяжении северный и западный контакты Кун-Маньёнского массива осложнены разломами. В верховьях р. Кун-Маньё и на юге в верховьях р. Салги габброиды прорваны интрузиями мезозойских гранодиоритов, а в среднем течении р. Кун-Маньё и в верховьях р. Верхн. Салги — перекрыты покровами верхнеюрских-нижнемеловых андезитовых порфиритов и их туфов. На отдельных участках в центральной части массива наблюдается тонкое чередование габброидов с гнейсами. Наиболее крупный ксенолит гнейсов протягивается от Ушканского хребта в восточном направлении через долину р. Бургалиндя к восточной границе района и разделяет массив на две части, соединяющиеся воедино в среднем течении р. Кун-Маньё. Ксенолит сложен диафорированными биотит-гранатовыми гнейсами сутамской свиты, залегание которых относительно основных структур кристаллического фундамента не нарушено. Более мелкие ксенолиты пород кюрканской свиты известны у западного окончания массива. Ксенолиты переполнены послонными телами габброидов. Здесь встречаются также небольшие секущие тела.

В Кун-Маньёском массиве отчетливо выражено послонное распределение меланократовых и лейкократовых разностей пород. Ширина слоев варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров. Переходы между отдельными слоями постепенные, но достаточно четкие. В тонкополосчатых разностях прослой чистого полевошпатового материала чередуются с существенно амфиболовыми или пироксеновыми прослоями. В меланократовых прослоях четко проявляется план — параллельное распределение темноцветных минералов. В краевых частях массива направление первичной полосчатости в габброидах совпадает с элементами залегания пород сутамской свиты.

В процессе метаморфической дифференциации была усилена

контрастность в составе лейкократовых и меланократовых прослоев первичной полосчатости. Тонкие инъекции плагиогранитов, проникавшие параллельно направлению полосчатости, еще сильнее подчеркнули ее. С другой стороны, были частично изменены первично-магматические черты габброидов – габбровая структура и минеральный состав. Неизмененные собственно магматические породы сохранились в виде реликтов на небольших участках, расположенных вблизи западного окончания массива на левобережье р. Кун-Маньё, в среднем ее течении. Соответственно с этим породы массива могут быть разделены на две группы: породы, подвергшиеся метаморфизму и породы слабо измененные. Габбро-амфиболиты, амфиболиты и разновидности промежуточного состава, слагающие большую часть массива, возникли в результате уралитизации и эпидотизации первичных пород. Поэтому их правильной было бы называть уралитизированными габбро, однако среди местных геологов укоренились приведенные выше названия. Во вторую группу входят пироксениты и лейкократовые габбро, также связанные переходными разностями.

Пироксениты обнажаются в виде скальных гребней с характерной подушечной отдельностью в верховьях ключа Курумкан. Это меланократовые черные, коричневатые-черные, мелко-, средне- и крупнозернистые (вплоть до пегматоидных), как правило, неравнозернистые породы массивной текстуры. Породообразующими минералами являются гиперстен и моноклинные пироксены. Содержание плагиоклаза изменчиво (от 0 до 10–15%). Неравномерная зернистость обусловлена присутствием крупных (до 3 см) кристаллов авгита и реже темно-коричневого гиперстена, которые располагаются в мелкозернистом (0,5–1,0 мм в диаметре) агрегате бутылочно-зеленого диопсида и светло-коричневого гиперстена. Тонкие прожилки такого состава проникают вдоль спайности крупных кристаллов авгита и гиперстена, замещая их. Зернистость пироксенитов быстро меняется в пределах небольших обнажений. На отдельных участках можно наблюдать среди пироксенитов линзовидные обособления красного плагиоклаза, по составу отвечающего лабрадору № 57. Размеры таких обособлений колеблются от 30 см² до 2 м². Иногда встречаются неправильной формы прожилки монсминерального плагиоклазового состава. В обнажениях пироксениты чередуются с лейкократовыми габбро. Среди последних иногда наблюдаются жилкообразные резко секущие тела мелкозернистых пироксенитов. Силикатный анализ пироксенита из небольшого обособления среди амфиболитов приведен в табл. 2. Часто можно наблюдать процесс амфиболитизации пироксенитов, начинающийся вдоль микротрещин в по-

роде. На первых этапах образуется порода сетчатого строения: в ячейках сети сохраняются участки пироксенитового состава. "Нити" сети, следующие вдоль микротрещин, представлены амфиболитом. С нарастанием процесса пироксениты сохраняются в виде реликтов, обладающих резкими очертаниями.

По мере увеличения в пироксенитах содержания плагиоклаза, они переходят в лейкократовые габбро. Это светло-серые, розовато- или зеленовато-серые мелко- и среднезернистые, часто неоднородные полосчатые породы. Неоднородность обусловлена присутствием линзовидных включений пироксенитового состава. Породообразующими минералами являются плагиоклаз (андезин № 48 – лабрадор № 52) 50–60%, гиперстен, авгит и бурая роговая обманка. Содержания цветных минералов резко изменчивы. Как правило, преобладает авгит с типичной диаляговой отдельностью. Иногда присутствует биотит в количестве до 5%. Взаимотношения между цветными минералами в габбро такие же, как и в пироксенитах. Структура габбровая, гетерогранобластовая или бластогаббровая.

В результате амфиболитизации лейкократовых габбро образуются габбро-амфиболиты. Граница между этими породами обычно резкая. Габбро-амфиболиты – среднезернистые равно- и разнотекстурированные породы, чаще всего с равным содержанием цветных и лейкократовых минералов. Лейкократовые минералы представлены кислым плагиоклазом переменного состава (от олигоклаза № 27 до альбита № 8) и значительно реже – калиевым полевым шпатом, кварцем, серицитом и мусковитом. Из цветных, как правило, отмечается сине-зеленая роговая обманка, эпидот, зеленовато-бурый биотит и хлорит. Иногда встречается авгит и зеленовато-коричневая роговая обманка. Они образуют реликтовые зерна, последовательно замещающиеся сине-зеленой роговой обманкой, биотитом и хлоритом. Мелкие зерна эпидота и листочки серицита и мусковита переполняют кристаллы альбита. Эти минералы образуются за счет более основного плагиоклаза (андезин-лабрадор), реликты которого иногда встречаются в наиболее слабо измененных разностях. В процессе метаморфизма магнетит замещается пиритом. Как правило, породы сильно окварцованы. На участке в устье р. Буркалекан наблюдались гранатосодержащие габбро-амфиболиты. Гранат образует округлые зерна и кристаллы до 2 см в поперечнике и по составу относится к пироп-альмандину. Характерно развитие плагиоклазовой реакционной каемки на контакте граната с амфиболом. Структура габбро-амфиболитов гранобластовая, гранонематобластовая. Химический анализ меланократового габбро-амфиболита (сине-зеленая роговая обманка – 20%,

зеленый биотит - 15%, хлорит - 10%, эпидот - 8%, олигсклаз-андезин - 45%, сфен и рудный - 2%) по составу соответствует кварцевому габбро с несколько пониженным содержанием цветных минералов.

Амфиболиты сложены сине-зеленой роговой обманкой и кальцита. Литом с незначительной примесью эпидота, олигоклаза и кальцита. Характерно присутствие магнетита. Структура амфиболитов - гранобластовая и гранонематобластовая. Силикатный анализ амфиболита приведен в табл.2.

С габброидами генетически связано титаномagnetитовое и ильменитовое оруденение. Оба минерала равномерно рассеяны по породам Кун-Маньёнского массива, но крупные концентрации их отсутствуют. Учитывая, что в процессе метаморфизма магнетит и титаномagnetит замещаются пиритом, присутствие таких концентраций маловероятно.

Породы габбрового массива повсеместно инъецированы и мигматизированы лейкократовыми плагиогранитами, близкими по составу и текстурно-структурным особенностям к древнестановым. Наиболее широко проявлена мигматизация на южных отрогах Ушканского хребта. Плагиограниты чаще всего проникают в габбро параллельно их первичной полосчатости и реже образуют секущие жилки. Мощность жилки инъецированного материала сильно варьирует от 2-3 см до 2-4 м. Вдоль контакта инъецированного материала и материала субстрата обычно развивается тонкая меланократовая полоска, состоящая из хлорита и зеленого биотита. Плагиограниты состоят из плагиоклаза (олигоклаз № 16-22) и кварца (35-45%), отмечается также калиевый полевой шпат (3-5%), мусковит, хлорит и эпидот (4%). Структура породы бластогранитовая, с участками гипидиоморфнозернистой, и гранобластовая.

Устанавливаемая в габброидах последовательность замещения минералов (пироксен - бурая роговая обманка - сине-зеленый амфибол (урацит) - биотит-хлорит) свидетельствует о регрессивном характере метаморфизма в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Обе эти фации характерны для зеленокаменного изменения.

Для определения возраста габбровых пород Кун-Маньёнского массива имеются следующие данные: 1) габброиды прорывают кристаллические сланцы и гнейсы архейского возраста; 2) как установлено В.Н.Мошкиным, в бассейнах рек Май-Половинной, Джаны и Кун-Маньё габброиды инъецированы "древнестановыми" плагиогранитами, абсолютный возраст которых составляет 1870-1900 млн.лет. Тем самым определяется верхняя возрастная граница внедрения габбро. В бассейне р.Джаны (Шиханов, 1959г) габбро-амфиболиты образуют много-

Таблица 2

№ п/п	№ пробы	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	F	Cl	SO ₃	П.п.п.	Σ	H ₂ O гипр.	CO ₂
1	II67/22	50,12	0,76	17,16	5,52	6,34	0,19	5,86	8,60	2,14	1,64	Нет	Нет	0,06	0,18	1,70	100,27	0,20	0,14
2	II67/2I	49,64	0,34	9,92	1,05	10,58	0,27	15,69	8,50	1,38	Сл.	Сл.	0,18	0,02	Сл.	2,26	99,88	0,11	0,02
3	207 5/1a	51,72	0,40	9,59	6,59	5,33	0,21	15,20	10,15	0,76	0,50	Нет	Нет	Сл.	Сл.	Нет	100,45	0,3	Нет

1. Q = 12,0 a = 7,8 b = 18,4 c = 9,0 s = 64,8 (по А.Н.Заварицкому)

2. K₆ Na₁₄ Ca₁₀₃ Mg₂₁₅ Fe₄₄²⁺ Fe₄₇³⁺ Al₁₆₇ Ti₃ Si₁₅₀₁ [O₁₅₂₃ (OH)₇] (по Т.Баргу)

3. Na₂₇ Ca₈₉ Mg₂₂₆ Fe₈₉²⁺ Fe₁₆₃³⁺ Al₁₆₃ Ti₂ Si₁₄₈₀ [O₁₅₂₃ (OH)₇] (по Т.Баргу)

I - р.Чалбук. Габбро-амфиболиты. 2 - р.Салга. Амфиболит. 3 - р.Салга. Пироксенит.

численные послонные инъекции среди гнейсов и сланцев, относимых в настоящее время к нижнему протерозою. В то же время в пределах описываемой территории габброиды образуют многочисленные послонные тела среди гнейсов сутамской свиты, что, казалось бы, указывает на их архейский возраст. Противоречивость данных не позволяет уверенно судить о возрасте габброидов и поэтому отношение их к протерозойским интрузиям является условным.

Биотитовые, роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты ($\gamma_1 Pt_1$)

Гранитоиды раннепротерозойского возраста слагают три массива площадью в 40-60 км² каждый, которые сопровождаются значительным количеством более мелких тел. Один массив находится в устье Укикана. Два других располагаются в верховьях Бол.Тыркана и Широкой. Они разделены узкой полосой выходов пород сутамской свиты. Рассматриваемые массивы как крупные, так и мелкие, представляют собой секущие штокообразные тела с крутопадающими контактами. Большинство из них в плане имеет изометричную форму. Лишь массив, расположенный в бассейне р.Широкой, вытянут в субширотном направлении и, по-видимому, является трещинной интрузией. Однако форма этого массива нарушена молодыми разломами.

Вмещающими породами являются в основном архейские гнейсы и кристаллические сланцы и реже - нижнепротерозойские габброиды. Среди раннепротерозойских гранитоидов часто встречаются крупные их ксенолиты площадью от десятков до первых сотен квадратных метров.

Рассматриваемые массивы сложены преимущественно биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами и гранодиоритами. В резко подчиненном количестве отмечаются кварцевые диориты и граносиениты. Почти все породы в различной степени переработаны калиевым метасоматозом.

Собственно магматическими породами, наименее подвергнутыми метасоматозу, являются меланократовые кварцевые диориты и гранодиориты. Это равномернозернистые средне- и реже мелкозернистые роговообманковые или биотит-роговообманковые породы. Они имеют ограниченное распространение в междуречье Биранди - Верхн.Каткана и на правом берегу р.Катканди. Часто можно наблюдать постепенные переходы между кварцевыми диоритами и породами, переработанными метасоматозом.

При наложении калиевого метасоматоза на меланократовые кварцевые диориты и гранодиориты, образуются равномернозерни-

стые средне- и крупнозернистые, нередко слабо гнейсовидные граниты и гранодиориты, роговообманково-биотитовые либо биотит-роговообманковые, реже биотитовые, серого и светло-серого цвета. Они слагают обширные поля в среднем течении Верхн.Каткана и Катканди, а также отмечаются в небольшом количестве в других массивах.

При дальнейшем усилении процессов калиевого метасоматоза в равномернозернистых разностях появляются отдельные порфириобласты серого и розовато-серого микроклина размерами 1-2 см. Постепенно размеры и количество порфириобластов увеличиваются. В результате образуются грубозернистые либо гигантозернистые породы, состоящие из кристаллов микроклина размерами от 1-3 см до 5-6 см, промежутки между которыми заполнены более мелкими зернами кварца, полевых шпатов и скоплениями цветных минералов, преимущественно биотита. Иногда наблюдается некоторая ориентировка порфириобластов микроклина и "обтекание" их цветными минералами. Порфириовидные и гигантозернистые разности пользуются широким распространением.

Качественный минеральный состав всех рассмотренных пород очень постоянен. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, биотит и часто роговая обманка. Количественный же минеральный состав их весьма изменчив, что объясняется различной интенсивностью проявления калиевого метасоматоза.

Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы мелких и средних размеров. В неизменных разностях он свежий, иногда неясно зональный, по составу отвечает андезину № 35-40. В метасоматически переработанных разностях плагиоклаз меняется от альбит-олигоклаза до олигоклаза № 12-15, всегда незональный, нередко сильно измененный. В наиболее измененных разностях присутствует иногда вторичный плагиоклаз кислого состава, замещающий микроклин вдоль кварцевых прожилков.

Кварц часто слегка гранулированный, образует неправильной формы изометричные выделения и прожилки.

Калиевый полевой шпат представлен двумя разновидностями. Первичный (магматический) калиевый полевой шпат - нерешетчатый, пелитизированный, с немногочисленными мелкими пертитами, образует мелкие неправильные выделения. Наложенный калиевый полевой шпат свежий, обладает четко выраженной микроклиновой решеткой и содержит немногочисленные мелкие пертитовые вроски. Он образует мелкие зерна неправильной формы и крупные порфириобласты.

Иногда четко наблюдается замещение микроклином плагиоклаза. Метасоматический характер микроклина подтверждается и появлением иногда с краев его зерен пламевидных пертитов замещения.

Роговая обманка в неизменных разностях — обыкновенная, интенсивно окрашенная, зеленая либо сине-зеленая. Иногда содержит реликты моноклинного пироксена. В разностях переработанных калиевым метасоматозом, роговая обманка часто более щелочная и представлена темно-зеленым либо сине-зеленым гастингситом. Во всех разностях амфибол часто содержит многочисленные мелкие каплевидные выделения кварца.

Биотит в неизменных разностях бурый, образует самостоятельные выделения. Для метасоматически измененных разностей характерен зеленовато-бурый и буровато-зеленый биотит, развивающийся по амфиболу. Иногда в нем содержатся мелкие вроски кварца.

Акцессорные представлены рудными (магнетит, ильменит, иногда пирит, еще реже молибденит), сфеном, апатитом, цирконом, ортитом, рутилом. В метасоматически измененных разностях отмечается, кроме того, монацит и иногда темно-фиолетовый флюорит. Часто наблюдается замещение ильменита сфеном.

Структура пород бластогранитовая, реже гранобластовая и гранулитовая. В неизменных разностях изредка сохраняются участки с гипидиоморфнозернистой структурой. Текстура пород массивная, такситовая либо гнейсовидная (в основном за счет ориентировки биотита).

Эндоконтактных изменений в описываемых массивах не отмечается. Экзоконтактовое воздействие интрузии часто проявляется в наложении на вмещающие биотит-гранатовые гнейсы пироксеновые кристаллические сланцы и габброиды интенсивного калиевого метасоматоза. В результате в породах появляются многочисленные порфиобласты микроклина размерами от 1–2 см до 5–6 см. Иногда вмещающие породы настолько интенсивно переработаны калиевым метасоматозом, что становятся похожими на описанные гранитоиды. Однако в них почти всегда сохраняются реликты первичных минералов — красно-бурый биотит, гранат, моноклинный и ромбический пироксен, измененный основной плагиоклаз. Ширина зон метасоматически измененных экзоконтактных пород варьирует от десятков до сотен метров^{X/}. Крупная зона фельдшпатизированных габброидов

X/ По данным В.Н.Мошкина, аналогичные процессы микроклинизации проявляются вдоль зон крупных разломов, где генетически не связаны с формированием раннепротерозойских кварцевых диоритов.

отмечается в долине р.Чалбук, на значительном удалении от известных массивов раннепротерозойских гранитоидов. Здесь, среди габброидов, отмечаются многочисленные мелкие полосы, пятна и линзы, обогащенные крупными порфиобластами розового микроклина. Количество порфиобластов иногда достигает 50–60% от объема породы. Микроклин частично или полностью замещается альбит-мусковитовым агрегатом и кварцем.

С раннепротерозойскими гранитоидами генетически связаны дайки мелкозернистых порфириовидных гранитов и гранодиоритов, а также мелкие жилы аплитов, гранит-аплитов, мусковитовых пегматитов и грубозернистых кварц-полевошпатовых пород. Жилы и дайки отмечаются как внутри массивов гранитоидов, так и во вмещающих породах в зонах экзоконтактов. Мощность даек от 1–2 м до 5–10 м, протяженность от 10 до 40–50 м. Жилы гранит-аплитов, пегматитов и т.п. имеют еще меньшие размеры. В связи с малыми размерами описанных тел и их малочисленностью, жилы и дайки, связанные с раннепротерозойскими гранитоидами, на геологической карте не показаны.

Описываемые гранитоиды характеризуются общей насыщенностью их редкоземельными и радиоактивными элементами, содержащимися в основном в акцессорных минералах. Кроме того, обогащение пород указанными элементами происходило в постмагматическую стадию. Нередко повышенные концентрации редкоземельных и радиоактивных элементов сопровождаются появлением в породах темно-фиолетового флюорита.

На территории листа гранитоиды прорывают архейские кристаллические породы и раннепротерозойские габброиды, перекрываются туфогенно-осадочными породами желонской свиты верхнеюрского-нижнемелового возраста и прорваны позднеюрскими гранитоидами Джугджурского комплекса. В последних содержится несколько крупных ксенолитов площадью в сотни квадратных метров, сложенных гигантозернистыми гранитоидами. Таким образом, на описываемой территории время внедрения рассматриваемых гранитоидов может быть определено лишь в пределах от нижнего протерозоя до верхней юры.

Определение абсолютного возраста микроклинизированных гранитоидов калий-аргоновым методом (В.М.Комарова, Лаборатория абсолютного возраста ВАНТ) дало следующие результаты: обр.№ 46 — 0,5 км к северу от устья р.Укикан — $735 \cdot 10^6$ лет (по микроклину), обр.№ 51 — р.Кун-Маньё в 1,5 км ниже устья р.Укикан — $1497 \cdot 10^6$ лет (по мусковиту), обр.№ 125 — левобережье Верхн.Кан-

кана, в 3 км выше устья - $1080 \cdot 10^6$ лет (по микроклину). Эти цифры свидетельствуют о докембрийском возрасте гранитоидов, причем, учитывая интенсивный калиевый метасоматоз, они могут указывать лишь на верхний возрастной предел.

Раннепротерозойский возраст гранитоидов устанавливается на основании сопоставления их с диоритами и гранодиоритами, слагающими крупные массивы западнее, в бассейне р.Ток (лист N - 52-IV). Породы эти, относимые В.Н.Можкиным (1961) к токско-алгоминскому нижнепротерозойскому комплексу, совершенно идентичны описанным в настоящем разделе неизмененным метасоматозом кварцевым диоритам и гранодиоритам. Восточнее, в бассейне р.Аим-кван (Ставцев А.Л., 1963 ф.), для аналогичных слабо фельдшпатизированных гранитоидов абсолютный возраст, определенный калий-аргоновым методом (В.М.Комарова), равен $1860 \cdot 10^6$ лет. Эта цифра подтверждает раннепротерозойский возраст описанных гранитоидов.

Д а й к и о с н о в н о г о с о с т а в а Диабазы, кварцевые диабазы, габбро-диабазы ($\mu\beta Pz$)

Дайки пород основного состава пользуются на описываемой площади широким распространением. Они развиты в основном в северной ее половине.

В верховьях Мал.Тыркана отмечаются серии даек, протягивающиеся параллельно друг другу. Преобладают дайки северо-западного простирания. В бассейне Бол.Тыркана и на его правом берегу в связи с изменением основного направления разрывных нарушений простирание даек становится субширотным.

Мощность даек колеблется от первых метров до 70 м; протяженность меняется от десятков метров до первых километров. Падение даек крутое.

Крупным дайкам основного состава на карте графиков ΔT_a в бассейне Мал.Тыркана отвечают резкие положительные пики.

Дайки сложены темными зеленовато-серыми до черных тонко-, мелко- и среднезернистыми диабазами, кварцевыми диабазами и габбро-диабазами. Иногда встречаются диабазовые порфириды с крупными вкрапленниками серого и темно-серого плагиоклаза. Тонко- и мелкозернистые разности (диабазы и диабазовые порфириды) слагают маломощные дайки, и краевые части более крупных даек. Среднезернистые разности (габбро-диабазы и реже долериты) слагают центральные части мощных 50-70-метровых даек.

Основными породообразующими минералами являются интенсивно измененный плагиоклаз (андезин, реже лабрадор) и моноклинный пироксен (авгит), часто замещающий амфиболом, хлоритом или биотитом. Плагиоклаз значительно преобладает над пироксеном, но иногда они присутствуют в породах приблизительно в равных количествах. Структуры пород-офитовая и микроофитовая. Реже отмечаются породы с пойкило-офитовой, габбро-офитовой и долеритовой структурами.

Почти во всех разностях в подчиненных количествах присутствуют кварц и нерешетчатый калиевый полевой шпат, причем первый преобладает. Они образуют микропегматитовые сростания и заполняют промежутки между лейстами плагиоклаза. В зависимости от содержания кварца различаются бескварцевые, кварцсодержащие и кварцевые диабазы либо габбро-диабазы.

В описываемом районе дайки диабазов, кварцевых диабазов и габбро-диабазов распространены только в пределах площади развития архейских образований. Однако непосредственно к востоку, в верховьях рек Белюга, Сюткээн, Курунг, отмечается прорывание аналогичными диабазами и габбро-диабазами гранитов синийского возраста (Шпак, 1963 ф.). Таким образом, возраст описанных пород определяется как позднесинийский либо послесинийский. Однако по своему внешнему виду и составу описанные породы аналогичны кварцевым диабазам и габбро-диабазам, прорывающим нижнесилурийские и перекрывающимися пермскими отложениями на площади листов 0-53-У1 и 0-53-У11. Возраст последних достоверно устанавливается как палеозойский (Лосев, 1959 ф.). В связи с этим возраст описанных даек также считается палеозойским.

П О З Д Н Е Н И Ж Н Е М Е Л О В Ы Е И Н Т Р У З И И ДЖУГДЖУРСКИЙ КОМПЛЕКС (?)

Поздненижнемеловые интрузии имеют широкое распространение как в пределах юго-восточного обрамления Алданского щита, так и в окраинной его части. В пределах хр.Джугджур они объединяются в Джугджурский комплекс. В состав последнего входят интрузии малых глубин, сложенные породами щелочно-земельного ряда от гранитов и адамеллитов до диоритов и роговообманковых габбро, причем ведущую роль играют разности гранодиоритового состава. Ста novление интрузий было многофазным. Как правило, четко выделяются три основные фазы внедрения.

На описываемой территории основная масса интрузий, преддущими исследователями относимых к удскому комплексу, на основании петрографических сопоставлений отнесены к джугджурскому комплексу. Интрузии представлены гранодиоритами, относящимися ко второй, главной фазе становления. Подчиненное значение имеют кварцевые диориты, диориты, гранодиориты и граниты, внедрившиеся в третью заключительную фазу.

Среднезернистые биотит-роговообманковые гранодиориты ($\delta\text{Cr}_1\text{dj?}$)

В юго-восточной части района располагаются два крупных массива, сложенных гранитоидами второй фазы. Один из них площадью около 200 км² расположен в пределах осевой части хр. Джугджур в междуречье Кун-Маньё и Бол.Тыркана. Второй массив расположен южнее, в бассейне р.Салги, причем на площади листа находится лишь его северная часть. Оба массива приурочены к субширотной системе крупных разрывов. В плане они имеют простые очертания и слегка вытянуты в широтном направлении. Массив, расположенный в междуречье Кун-Маньё - Бол.Тыркана, имеет, по-видимому, крутые контакты. Северный контакт его на значительном протяжении осложнен разломами. Северный контакт массива, расположенного в бассейне р.Салги, также крутой. В восточной своей части массив этот разбит на отдельные блоки. Недалеко от его северной границы, в бассейне Бургалинди, отмечается несколько мелких тел аналогичных гранитоидов.

Массивы сложены преимущественно гранодиоритами. В подчиненном количестве отмечаются связанные с ними постепенными переходами тоналиты и кварцевые диориты и более кислые разновидности приближающиеся к адамеллитам. Макроскопически все перечисленные выше разновидности, как правило, не различимы между собой. Это массивные среднезернистые либо мелкозернистые породы светло-серого или розовато-серого цвета. В них хорошо заметен белый плагиоклаз, светло-дымчатый и бесцветный кварц, биотит, иголки и призмочки роговой обманки и нередко - розовый калиевый полевой шпат. Однако в некоторых свежих разностях последний остается белым.

Часто отмечаются неравномернозернистые, вплоть до порфирированных, разновидности гипабиссального облика с мелкозернистой промежуточной массой и более крупными выделениями плагиоклаза. Последние связаны постепенными переходами с равномернозернистыми

разностями. Закономерностей в распределении этих пород не наблюдается. Они широко развиты как в эндоконтактах интрузий, так и в центральных их частях, что говорит о незначительной глубине эрозионного среза. На близость кровли интрузии указывает также повсеместное присутствие среди гранодиоритов переработанных ксенолитов, среди которых преимущественным распространением пользуются породы порфирированного сложения, по составу отвечающие роговообманковым либо биотит-роговообманковым диорит-порфиритам.

Минеральный состав описываемых гранитоидов очень постоянен. Ведущую роль (от 35 до 65-70%) во всех разностях играет зонарный плагиоклаз переменного состава (от олигоклаза № 24-28 до андезина № 35-40). Во всех разностях присутствуют кварц (от 5-10 до 20-25%), обладающий волнистым утасанием, и калиевый полевой шпат (от 5 до 30-35%) - нерешетчатый, с немногочисленными пертитами. Цветные всегда представлены двумя минералами - бурным, нередко хлоритизированным биотитом и обыкновенной зеленой роговой обманкой. Содержание последней повышается по мере увеличения основности пород и в кварцевых диоритах она резко преобладает над биотитом. Одновременно цветное число увеличивается от 7-8 в адамеллитах до 15-20 в кварцевых диоритах. Акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномангнетитом, сфеном, апатитом, цирконом, ортитом, рутилом, шеелитом. Структура пород чаще всего гипидиоморфнозернистая, а в разностях, обогащенных калиевым полевым шпатом, - гранитная. Нередко отмечаются участки монцитовой и гранофировой структуры.

Контактовое воздействие гранитоидов на вмещающие породы незначительно. Вмещающие архейские гнейсы, как правило, изменяются лишь в полосе шириной в метры и первые десятки метров. Здесь местами наблюдается окварцевание и частичная перекристаллизация гнейсов, которые приобретают роговиковые структуры. Более четко прослеживаются зоны контактового метаморфизма в протерозойских габброидах, которые в полосе в 15-20 м, как правило, биотитизированы.

Мелкозернистые кварцевые диориты, диориты и гранодиориты ($\delta\text{Cr}_1\text{dj?}$)

Эти породы образуют серию мелких штоков площадью от сотен квадратных метров до 8 км² в верховьях Магнечкана. Тела эти сгруппированы в полосу север-северо-восточного простирания и приурочены к системе трещин того же направления.

Вмещающими породами для описываемых тел являются гранодиориты второй фазы джугджурского (?) комплекса, архейские и протерозойские образования. Мелкие штоки и эндоконтакты более крупных сложены серыми, вплоть до темно-серых, мелкозернистыми порфиридовидными кварцевыми диоритами и диорит-порфиридами и дацитовыми порфирами. В центральных частях более крупных массивов развиты серые и светло-серые роговообманково-биотитовые и биотит-роговообманковые равномернозернистые мелко- и среднезернистые кварцевые диориты, гранодиориты и гораздо реже диориты. Часто в среднезернистых разностях наблюдаются крупные, до 1 см, плохо образованные пойкилитовые листочки биотита.

По качественному минеральному составу, петрографическим особенностям породообразующих минералов, комплексу акцессориев породы очень близки к гранодиоритам и диоритам описанных выше крупных массивов. Незначительные отличия состоят в более основном характере плагиоклаза (от андезина № 40-45 до лабрадора № 55) и постоянном присутствии внутри роговой обманки крупных реликтов моноклинового пироксена. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая, реже монцонитовая, либо призматическзернистая. В порфиридовидных разностях промежуточная масса имеет гранулитовую, либо микрографическую структуру, а в порфирировых - фельзитовую и гялопилитовую.

Мелкозернистые граниты (γCr₁d₁?)

Мелкозернистые граниты образуют два небольших штока в бассейне р. Бургалинды среди гнейсов сутамской свиты и протерозойских (?) габброидов. На незначительном участке они контактируют с гранодиоритами второй фазы джугджурского комплекса. Контакт резкий, рвущий. Мелкозернистые граниты на контакте практически не изменены, гранодиориты же слегка катаклазированы.

Рассматриваемые граниты представляют собой мелкозернистые, реже среднезернистые розовые либо серовато-розовые лейкократовые породы со светло-дымчатым кварцем. Нередко в них отмечаются мелкие, до 1-2 мм, микротитовые пустотки. Граниты несколько приближаются к щелочным. Существенную роль в их составе играют нерешетчатый полевой шпат с немногочисленными пертитами и кварц, присутствующие примерно в равных количествах. Плагиоклаз - незональный, по составу отвечающий олигоклазу № 18-20, составляет не более 20-25% объема породы. В незначительных количествах (4-8%) присутствует бурый биотит. Среди акцессорных минералов преобладают магнетит, циркон, рутил. Сфен и апатит имеют подчи-

ненное значение. Структура пород равномернозернистая, с участками графофировой.

Мелкозернистые граниты и особенно мелкозернистые кварцевые диориты, диориты и гранодиориты по своим петрографическим особенностям очень близки к гранитоидам второй фазы джугджурского комплекса и проявляют четкую территориальную приуроченность к массивам последних, что позволяет относить их к тому же интрузивному комплексу. В то же время они прорывают гранитоиды второй фазы. Приведенные данные позволяют отнести все эти породы к третьей, заключительной фазе становления интрузий джугджурского комплекса^{X/}.

Дайки кислого состава

Гранодиорит-порфиры и дацитовые порфиры

(γδCr₁d₁?)

С гранодиоритами джугджурского комплекса генетически связаны многочисленные дайки, сложенные в различной степени раскристаллизованными породами гранодиоритового состава. Дайки отмечаются в изобилии как среди вмещающих пород, вблизи массивов джугджурских гранитоидов, так и среди самих гранитоидов. Распределение даек контролируется разломами и трещинами преимущественно северо-восточного простирания. В наиболее нарушенных зонах нередко наблюдаются поля кулисообразно расположенных параллельных даек. Самое крупное поле находится в междуречье Бигранди - Верхн. Кагкана. Видимая протяженность даек - десятки, реже первые сотни метров; мощность от нескольких метров до десятков метров и более. Падение крутое, часто вертикальное.

Как правило, дайки сложены гранодиорит-порфирами, дацитовыми порфирами и разностями, занимающими промежуточное положение между гранодиорит-порфирами и кварцевыми диорит-порфиридами. Это серые различных оттенков породы порфирирового сложения. Многочисленные мелкие (1-4 мм) вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин № 35-40), светло-дымчатым кварцем, хлоритизированным биотитом и обыкновенной зеленой роговой обманкой. Тонкозернистая основная масса содержит наряду с преобладающим плагиоклазом и мелкими чешуйками хлорита значительное количество кварца и обычно - калиевый полевой шпат. При выветривании породы приобретают розовые либо палевые окраски.

^{X/} Не исключено, что мелкозернистые граниты могут оказаться аналогами талдыгского комплекса, возраст которого условно верхнемеловой.

Наблюдаются также единичные дайки более темноокрашенных кварцевых и кварцсодержащих существенно роговообманковых, диорит-порфиритов, адамеллит-порфиров и липарито-дацитовых порфиров с кварцем во вкрапленниках и биотитом в качестве главного цветного минерала.

Дайки эти на геологической карте не показаны ввиду того, что они играют резко подчиненную роль по сравнению с дайками гранодиоритового состава.

С гидротермами джугджурских гранитоидов связаны немногочисленные мелкие жилы безрудного молочно-белого кварца, отмечающиеся как в эндо-, так и в экзоконтактах массивов и приуроченные к мелким зонам дробления и милонитизации. Ввиду того, что кварцевые жилы очень мелки (первые метры) и не имеют никакого практического значения, на геологической карте они не показаны.

С гидротермальной стадией становления интрузии джугджурского комплекса связаны медная, полиметаллическая и несколько реже - молибденовая минерализация. За пределами района, в бассейне Чалбука (Шпак, 1963ф) указанные элементы дают значительные концентрации. Отмечается также общая равномерная зараженность интрузии редкоземельными и радиоактивными элементами, содержащимися в акцессориях.

В пределах района рассмотренные гранитоиды прорывают лишь архейские и нижнепротерозойские образования. Однако в 15 км от восточной рамки листа, в верховьях Нижн.Чалбука (Шпак, 1963 ф.) аналогичные гранодиориты прорывают и контактово метаморфизуют порфириты джелонской свиты верхнеюрского-нижнемелового возраста. Таким образом, возраст их может быть достоверно установлен как последнеюрский.

Рассмотренные интрузии по своему внешнему облику, составу, структурным и текстурным признакам, геологическому положению и металлогенической характеристике аналогичны интрузиям джугджурского комплекса. Возраст последних считается поздне-нижнемеловым на том основании, что в бассейнах рек Улкан и Гоночан (лист 0-53-XXX) гранитоиды джугджурского возраста и с размытают эффузивы магейской свиты нижнемелового возраста и с размытом перекрываются вулканогенными образованиями тогонокской свиты, имеющей верхнемеловой (возможно, датский) возраст. Северо-восточнее, в пределах Охотского тектоно-магматического пояса аналогичные интрузии (интрузии "охотского типа") прорывают все нижнемеловые вулканогенные образования вплоть до алтских и, возможно, нижеальбских, а их галька присутствует в основании

вулканогенной толщи с сеноман-туронской флорой. Таким образом, время становления их ограничено очень узкими возрастными пределами от конца нижнего мела до границы нижнего и верхнего мела.

ТЕКТОНИКА

Площадь листа располагается в пределах южной окраинной области Адданского кристаллического щита. Южная часть площади расположена в пределах зоны, где в протерозойское и мезозойское время на щите интенсивно проявилась блоковая тектоника, магматическая деятельность и региональный метаморфизм (зона тектоно-магматической активизации платформы). В пределах зоны выделяются участки проявления протерозойского диафтореза. Наложенный прогиб мезозойского возраста, в наиболее глубокой части которого частично сохранились туфогенно-осадочные отложения джелонской свиты, располагается в бассейне нижнего течения р.Кун-Маньё. Два небольших покрова эффузивных пород перекрывают раннепротерозойские (?) габброиды к востоку от прогиба (рис.1).

Кристаллический фундамент досинийской платформы сложен архейскими кристаллическими породами, смятыми в ряд крупных сложенными положительными и отрицательными пликативными структурами, осложненными многочисленными разломами. Наиболее крупными структурами являются Борогонская, Удмуканская и Тиркан-Тавитчакская антиклинали и разделяющие их Удмуканская и Малотырканская синклинали, имеющие характерное для архейских структур Адданского щита северо-западное простирание.

Борогонская антиклиналь протягивается от долины р.Укикан в северо-западном направлении до верховьев р.Борогон. Это асимметричная складка, крылья которой осложнены серией разрывных нарушений. Падение пород северо-восточного крыла варьирует от 10 до 55°, юго-западного - от 20 до 50°. Шарнир складки имеет северо-западное простирание. В верховьях р.Борогон описываемая структура оборвана по разлому северо-западного простирания, направленному под острым углом к простиранию складки. Осевая часть антиклинали приурочена к водоразделу р.Кун-Маньё и Бирандя и правобережью р.Борогон, где на поверхность выходят наиболее древние архейские образования верхне-суннагинской и юрикканской свит. К северо-западу за пределами района ось этой антиклинали постепенно погружается. Разломами северо-восточного и широтного простирания Борогонская антикли-

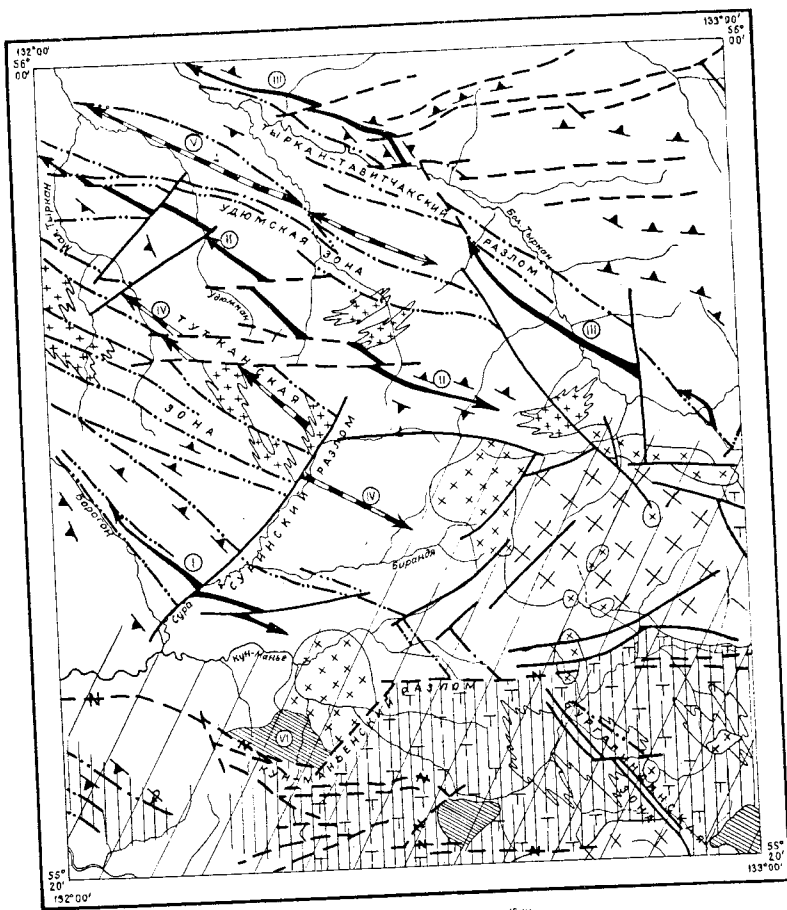


Рис.1. Тектоническая схема

1 - архейский кристаллический фундамент досинийской платформы; 2 - зона тектоно-магматической активизации краевой части Алданского щита; 3 - участки протерозойского метаморфизма и диафтореза; 4 - мезозойские наложенные впадины и вулканогенные покровы; 5 - согласные синорогенные тела архейских гранитов; 6 - массивы раннепротерозойских (?) габброидов, приуроченные к системе крупных разломов; 7 - крупные штокообразные тела нижнемеловых гранитоидов; 8 - мелкие штокообразные тела раннепротерозойских и нижнемеловых гранитоидов; 9-I - разрывные нарушения, заложившиеся предположительно в архейское время, 9-II - в протерозойское время, II - в мезозойское время; 12 - разрывные нарушения древнего заложения, обновившиеся в более позднее время; 13-16 - прочие обозначения: 13 - оси антиклинальных складок, 14 - оси синклиналий, 15 - наклонные залегания, 16 - опрокинутые залегания.

Римскими цифрами в кружках на карте обозначены: I - Борогонская антиклиналь, II - Удмуканская антиклиналь, III - Тырман-Тавитчакская антиклиналь, IV - Малотырманская синклиналь, V - Удмуканская синклиналь, VI - Кун-Маньёнская наложенная впадина

наль разбита на блоки. Северо-восточное крыло антиклинали сорвано по разломам Тутканской зоны. Юго-западное крыло осложнено небольшими продольными складками, запрокинутыми в сторону ядра основной антиклинали (см.рис.1).

Удмуканская антиклиналь протягивается от верховьев р.Кагкан в северо-западном направлении в нижнее течение р.Малый Тырман и далее за пределы описываемого района. В верховьях р.Кагкан породы, слагающие складку, прорваны интрузией мезозойских гранитоидов. Удмуканская антиклиналь сложена породами сутамской свиты. На юго-западном крыле они залегают круто (до 70°), а на северо-восточном - более полого (до 40°). Оба крыла сорваны разломами.

Тырман-Тавитчакская антиклиналь располагается в долине р.Бол.Тырман и протягивается с юго-востока на северо-запад через всю территорию, уходя за ее пределы. В верховьях р.Тавитчак, Тырман-Тавитчакская антиклиналь дугообразно изменяет свое простирание на северо-восточное, прерываясь затем Джугджурским анортозитовым массивом (Шпак, 1963 г.). Осевая ее часть в долине р.Тавитчак сложена породами юрканской свиты, а в долине Бол.Тырмана - породами сутамской свиты. В целом это узкая асимметричная складка с более пологим юго-западным ($30-35^{\circ}$) и крутым ($50-75^{\circ}$) северо-восточным крылом. Антиклиналь осложнена серией разломов, из которых наиболее крупным является Тырман-Тавитчакский.

Наиболее крупной и хорошо прослеживаемой синклиналийной структурой в пределах района является Удмуканская синклиналь, разделяющая Тырман-Тавитчакскую и Удмуканскую антиклинали. Это узкая несколько асимметричная синклиналь с более крутым юго-западным и пологим северо-восточным крылом. Наиболее глубокая часть синклинали, сложенная образованиями, относимыми к хударканской свите, располагается в нижнем течении р.Удмукан. Крылья складки осложнены разломами северо-западного простирания.

Второй крупной отрицательной структурой является Малотырманская синклиналь. Она прослеживается в юго-восточном направлении от западной границы района через хребет Джугджур в верховья р.Суры. Восточное крыло синклинали приподнято вдоль разлома, проходящего по р.Суре. Синклиналь, очевидно, замыкается на участке между реками Сурой и Бирандей, о чем свидетельствует господствующее здесь север-северо-восточное простирание пород и северо-западное их падение.

Ядро структуры сложено породами худурканской (?) свиты, а в блоке между реками Сурой и Бирандей — сутамской свитой. Под острым углом к оси складки проходит крупная Тутканская зона разломов. Разломами этой зоны сорваны крылья Малотырканской синклинали, а породы, слагающие ее ядро, превращены почти нацело в милониты и катаклазиты. К центральной части складки приурочены многочисленные массивы архейских гранитов, поля мигматитов и дайки диабазов. На карте графиков ΔT_a Малотырканская синклиналь резко выделяется повышенными значениями магнитного поля, отображающими большую насыщенность осевой зоны складки телами диабазов. В блоке между реками Сурой и Бирандей залегание пород более спокойное.

Южная часть района, располагающаяся к югу от р. Биранды, в структурном отношении отличается от всей остальной площади. Здесь располагаются послонные тела и массив габброидов, крупные и мелкие штокообразные тела гранитов. Только в пределах этого участка широко проявлен метаморфизм и диафорез эпидот-актинолитовой и эпидот-хлоритовой ступеней. Именно на этом участке широким распространением пользуются дизъюнктивные нарушения широтного простирания, контролирующие проявления протерозойского диафореза архейских парапород. Все это свидетельствует о том, что в протерозое и мезозое на южной окраине Алданского щита значительно активизировалась тектоно-магматическая деятельность. Зона максимального проявления активизации показана на тектонической схеме (см. рис. I).

В пределах Кун-Маньёнской впадины на размытой и денудированной поверхности архейского кристаллического фундамента и раннепротерозойских (?) габброидах трансгрессивно залегают мезозойские туфогенно-осадочные породы. Кроме того, известно два эффузивных покровов к востоку от нее. Границу Кун-Маньёнской впадины в настоящее время установить трудно, поскольку осадочные породы, некогда выполнявшие ее, сохранились лишь в наиболее глубоко опущенной части. Южная граница ее проходит по подножью водораздельного хребта между Маей-Половинной и Кун-Маньё, восточная — по подножью Угчанского хребта. Обе границы имеют тектонический характер. Западная и северная границы впадины не ясны. Мезозойские отложения полого падают на юг, что обусловлено опусканием южной части блока кристаллического фундамента вдоль разломов, и не затронуты складчатыми деформациями. Подошва залегает на высоте 1000-1400 м.

Покровы эффузивов среднего состава пространственно приурочены к тектонически ослабленным зонам. На участке в среднем течении р. Кун-Маньё эффузивные образования залегают с наклоном в 10° на северо-восток. На участке в верховьях р. Салги те же породы залегают также очень полого с наклоном 8- 10° на юг. Вероятно, опускание блока кристаллического фундамента при образовании Кун-Маньёнской впадины сопровождалось возникновением в зонах растяжения расколов, вдоль которых происходили излияния лав среднего состава.

В формировании современной структуры района большую роль играют интрузивные образования. По соотношению с вмещающими породами могут быть выделены конкордантные синорогенные архейские гранитные интрузии, посторогенные протерозойские и мезозойские дискордантные интрузии и штокообразные тела протерозойских и мезозойских диоритов и гранитов.

Архейские граниты образуют небольшие массивы, содержащие многочисленные ксенолиты вмещающих гнейсов. В свою очередь, граниты дают многочисленные послонные инъекции в окружающие их гнейсы. Внутреннее строение массивов строго конформно по отношению к структурам вмещающих пород. Характерна приуроченность гранитных тел к сводовым частям складчатых структур.

Форма сложных интрузий протерозойских (?) габброидов не вполне ясна. По-видимому, габброиды образуют многочисленные обшарпанные секущие и пластовые тела различных размеров, часто сливающиеся друг с другом и содержащие многочисленные ксенолиты вмещающих кристаллических пород.

Протерозойские граниты образуют резко дискордантные штокообразные и трещинные тела. Два из них имеют изометричную форму, одно — линейно вытянутое. Внутренняя структура полностью затуманена метасоматическими процессами постмагматической стадии.

Массивы мезозойских гранитоидов представляют собой несогласные посторогенные штокообразные интрузии. Более молодые интрузии диоритов и гранодиоритов джугджурского комплекса образуют мелкие штокообразные тела с крутопадающими контактами.

Тектонические движения, неоднократно возобновлявшиеся в различное время, привели к возникновению многочисленных разрывных нарушений и их зон, которые в значительной степени определяют современную структуру района. При этом с образованием новых разломов возобновлялись и движения вдоль нарушений более

древнего заложения. В связи с этим в настоящее время можно лишь условно выделить три различные по возрасту заложения системы разрывных нарушений, учитывая, что значительная их часть подверглась неоднократному омоложению. Так, большинство разломов, заложившихся предположительно в протерозойское время, в мезозое обновились и служили путями проникновения кислой и средней магм в верхние горизонты земной коры. Разломы наиболее древнего заложения имеют северо-западное простирание, в целом параллельное основным структурам архейского кристаллического фундамента. Сопадение плана разрывных деформаций с планом древнейших складчатых структур дает основание предполагать одновременность их заложения в архейское время. На карте графиков ΔT_a наиболее крупные из них (Тырман-Тавитчакский и разлом, идущий по левобережью р.Борогон) фиксируются незначительными изменениями значений ΔT_a (рис.2).

Эти нарушения часто протягиваются на значительные расстояния (так, Тырман-Тавитчакский разлом тянется на 60 км) и довольно четко дешифрируется на аэрофотоснимках. Они прослеживаются по зонам катаклаза, ширина которых достигает 0,5-100 м. Разрывные нарушения, заложение которых происходило в архейское время, распределены по территории района неравномерно, локализуясь в пределах отдельных зон. Наиболее крупной является Тутканская зона разломов, прослеживающаяся из бассейна верхнего течения р.Мал.Тырман в верхнее течение р.Сурь. Ширина ее 10 км. В предэлах зоны породы худурканской свиты, слагающие ядро Малотырманской синклинали и инъецирующие их граниты, превращены в милониты и катаклазиты. Разломы здесь очень часто выражены в рельефе в виде резких понижений. Бургалиндинская зона разломов является, по-видимому, продолжением Тутканской зоны, но тектонические движения здесь выражались значительно слабее. Ширина ее 3 км, протяженность 20 км. В мезозойское время движения вдоль разломов Бургалиндинской зоны возобновились. Возможно, эти разломы являлись путями внедрения мезозойских гранитоидов. К ним также приурочены проявления гидротермальной деятельности, связанной с этими гранитоидами. Разломы Удмской зоны осложняют ядро и юго-западное крыло Удмской синклинали. Они имеют сбросовый характер и располагаются кулисами. Катаклиз вдоль разломов проявлен слабо, но они хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Ширина зоны 8 км, протяженность 45 км.

Тырман-Тавитчакский разлом, на значительном протяжении

250

250

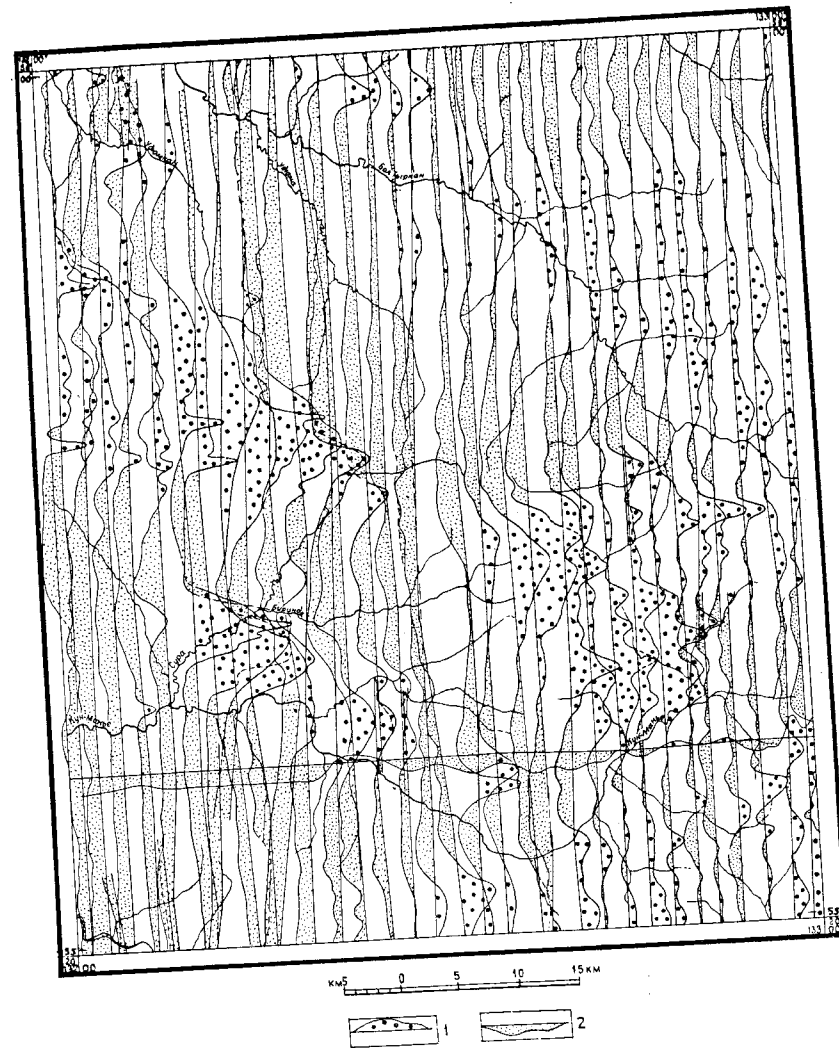


Рис.2. Карта графиков ΔT_a
 Значения ΔT_a : 1 - положительные, 2 - отрицательные. Вертикальный масштаб: в 1 см 1250 гамм

скрытый под четвертичными отложениями, на отдельных участках фиксируется на карте графиков ΔT_a незначительным перегибом кривых (см. рис. 2). Он располагается полностью в поле развития архейских кристаллических пород. Это крутопадающий разлом, отделяющий участок с моноклинальным залеганием гнейсов сутамской свиты от участка развития складок. Тырман-Тавитчакский разлом определяет направление течения р. Тырман и р. Тавитчак. Он фиксируется на склонах понижением в рельефе и интенсивной задернованностью вдоль него.

К разломам предположительно протерозойского возраста условно относятся разрывные нарушения преимущественно сбросового характера широтного и субширотного простирания. Они по направлению совпадают с крупными региональными нарушениями, прослеживаемыми вдоль всей южной и юго-восточной окраины Алданского дита. Время их заложения определяется тем, что ими контролируется распределение и форма массивов основных пород протерозойского возраста. Большая часть разломов такого простирания располагается в южной части площади, в пределах зоны протерозойско-мезозойской активизации. В мезозойское время вдоль них вновь происходили вертикальные перемещения. Наиболее крупным среди таких нарушений является Кун-Маньёнский разлом, уходящий на востоке и западе далеко за пределы района. Он состоит из серии кулисообразных небольших разрывов длиной до 10 км, осложненных мелкими оперяющимися разломами. Кун-Маньёнский разлом на значительном протяжении ограничивает выходы протерозойских габброидов. В верховьях р. Кун-Маньё он выражен в виде узкой долины, тянущейся параллельно реке и отчленяющей от основного склона гряды холмов высотой в 40-60 м. Вдоль разлома встречаются сланцеватые катаклазированные габброиды.

В мезозойское время в восточной части площади образовались разломы северо-восточного простирания, располагающиеся как во вмещающих архейских образованиях, так и среди позднеюрно-меловых гранодиоритов. Эти разрывные нарушения контролируют распределение мезозойских даек. Наиболее крупным нарушением этого возраста является Суринский сброс, вдоль которого смещена Тутканская зона разломов. Амплитуда смещения вдоль сброса около 1000 м. В то же время вновь была захвачена движениями значительная часть разломов древнего заложения. Так, в результате вертикальных перемещений вдоль Кун-Маньёнского разлома образовалась Кун-Маньёнская впадина. Вероятно, в это же время южная часть территории района была резко приподнята, что привело к формиро-

ванию рельефа, отличного от рельефа остальной территории.

В геологическом развитии района можно выделить три основных этапа: архейский этап геосинклинального развития; протерозойский этап тектоно-магматической активизации; мезозойский этап тектоно-магматической активизации и образования наложенных прогибов и вулканогенных покровов.

В формировании первичной архейской толщи основная роль принадлежит процессам осадконакопления. Можно полагать, что в период накопления осадочных толщ происходило также излияние лав среднего и основного состава. В конце архейского времени (2200 млн. лет) первичные осадки были интенсивно дислоцированы. Складкообразовательные процессы сопровождались интенсивным региональным метаморфизмом и гранитизацией архейских пород. Консолидация кристаллического фундамента была завершена к концу архейского времени.

В протерозойское время южная часть района была расколота крупными разломами широтного простирания. Вдоль плоскостей разломов произошло внедрение значительных масс основной магмы. В краевых частях магма проникала вдоль приоткрывшихся плоскостей слоистости архейских пород. В более позднее время габброиды подверглись регрессивному метаморфизму в условиях эпидот-актинолитовой и эпидот-хлоритовой ступеней (зеленокаменное изменение). В дальнейшем произошло становление штокообразных массивов амфиболовых гранитов и гранодиоритов. Северная часть изученной территории в протерозое существовала как жесткая глыба, в пределах которой на отдельных участках наблюдались незначительные по амплитуде блоковые движения, связанные с процессами, протекавшими в это время в зоне активизации.

В позднедокембрийское, палеозойское и мезозойское время район представлял собой область с устойчивым платформенным режимом.

В палеозойское время здесь происходило внедрение многочисленных даек диабазов вдоль разломов преимущественно северо-западного и субширотного простирания.

В верхнеюрское время в южной части района вновь проявляются глыбовые движения вдоль разломов широтного простирания. В результате опускания по Кун-Маньёнскому разлому происходит образование Кун-Маньёнской впадины, в которой накапливались эффузивно-осадочные образования. Одновременно в краевых частях вдоль отдельных трещин происходит излияние лав.

Магматическая деятельность усиливается в нижнемеловое

время и характеризуется внедрением вдоль разломов широтного простирания крупных интрузивных масс гранодиоритового состава, образовавших непосредственно к востоку от описываемой территории гигантский дискордантный Чалбук-Яконский массив (Шлак, 1963 г.).

После становления массивов поздненижнемеловых гранитоидов, тектоническая деятельность проявилась в образовании разноориентированных разломов и возобновлении движений вдоль разломов древнего заложения.

В дальнейшем район подвергался интенсивной денудации.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Описываемая территория расположена в западной части хр. Джугджур. Основными факторами, обусловившими формирование современного рельефа, являются тектонические движения неоген-четвертичного времени и особенности состава и залегания пород, развитых в районе. Новейшие тектонические движения проявились в виде общего воздымания хр. Джугджур, на фоне которого с различной скоростью и амплитудой поднимались отдельные блоки. По характеру и интенсивности проявления новейших эпейрогенических движений выделяются две тектоно-геоморфологические области: область интенсивных новейших поднятий со среднегорным рельефом и область слабых новейших поднятий с низкогорным рельефом.

Влияние состава развитых на территории пород сказывается в основном в морфологии мезо- и микроформ водораздельных хребтов. Разные альпийские черты характерны для форм рельефа, образовавшихся на участках развития эффузивных пород. Более плавные сглаженные очертания имеет рельеф в области развития мезозойских гранитоидов. На моноклиналино залегающих разнообразных архейских образованиях сформировался своеобразный куэстовый рельеф, резко отличающийся от рельефа остальной площади.

Процессы эрозии и денудации, получившие интенсивное развитие вследствие новейших тектонических движений почти полностью преобразовали ранее существовавший донезогеновый рельеф, остатки которого сохранились лишь на небольшом участке в верховьях р. Суры в виде мелких разрозненных реликтов древних поверхностей выравнивания.

В пределах описываемой территории имеются следы двух оледенений: максимального полупокровного и постмаксимального горнодолинного двухстадийного.

В результате взаимодействия всех охарактеризованных факто-

ров, в пределах описываемой территории, сформировался рельеф различных типов, отличающихся друг от друга генезисом, возрастом и морфологией (рис. 3).

Среднегорный эрозионный го-ль-цовый интенсивно расчлененный рельеф неоген-четвертичного возраста, сформировавшийся в области интенсивных новейших тектонических поднятий, включает в себя три подтипа: а) внезоны оледенений; б) осложненный формами ледниковой экзарации и в) осложненный куэстовой и ступенчатой структурой.

Среднегорный эрозионный рельеф, внезоны оледенений приурочен к участкам с абсолютными отметками 1700-2067 м. Для него характерно интенсивное эрозионное расчленение с образованием глубоких (600-800 м) V-образных и каньонообразных долин с неразработанными днищами. На мезозойских эффузивах водораздельные хребты узкие со скалистыми пилообразными гребнями альпийского облика; на гранитоидах - сглаженные с округлыми слегка выпуклыми вершинами. Склоны крутые (25-40°), сплошь покрыты глыбовыми осыпями. На архейских породах формируются плитчатые остроугольные очень подвижные осыпи, покрывающие склоны вплоть до подножий.

На гранитоидах нередко наблюдаются мелкие натечные солифлюкционные или нагорные террасы. Последние иногда достигают 3 км по протяженности с высотой уступов 60-100 м.

На участках, подвергшихся оледенению (рельеф осложненный формами ледниковой экзарации), в бассейнах рек Кун-Маньё, Бол. Тьркана, Бургаленжи, рельеф независимо от литологии пород принимает альпийский облик. Особенно хорошо сохранились в современном рельефе формы постмаксимального горнодолинного оледенения. Альпийский облик рельефу придает разнообразные, широко распространенные экзарационные ледниковые формы, представленные карами, карлингами, трогами, бороздами выпаживания.

Кары достигают 1,5-2 км в диаметре и представляют собой огромные получаши с крутыми, иногда отвесными стенками и плоскими днищами с холмистым микрорельефом (бассейны рек Широкой, Бол. Тьркана, верховьев р. Кун-Маньё). Долины, обработанные ледником, имеют отчетливо выраженный троговый характер, хотя борта и плечи трогов подвергались значительной нивелировке. В троговой долине р. Широкой на бортах наблюдаются глубокие борозды выпаживания, четко фиксирующиеся на аэрофотоснимках.

Среднегорный эрозионный рельеф в бассейне р. Хоикта ослож-

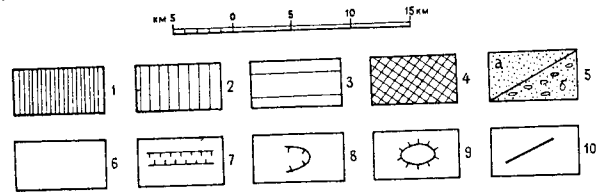


Рис.3. Геоморфологическая схема

1-3 - среднегорный эрозионный гольцовый интенсивно расчлененный рельеф неоген-четвертичного возраста, сформировавшийся в областях интенсивных тектонических поднятий: 1 - вне зоны оледенения, 2 - осложненный формами ледниковой экзарации, 3 - осложненный куэстовой и ступенчатой структурой; 4 - низкогорный денудационно-эрозионный слабо расчлененный рельеф неоген-четвертичного возраста, сформировавшийся в областях относительно слабых тектонических поднятий; 5 - ледниково-аккумулятивный рельеф последнего верхнечетвертичного оледенения: а - холмисто-западинный моренный, б - грядово-холмистый водно-ледниковый; 6 - эрозионно-аккумулятивный рельеф дна речных долин четвертичного возраста; 7 - сохранившиеся трог; 8 - ледниковые кары; 9 - древние поверхности выравнивания; 10 - разломы, обусловившие формирование рельефа

няется куэстовой и ступенчатой структурой склонов. Она обусловлена моноклинальным залеганием развитых здесь литологически разнородных архейских пород и представлена невысокими (30-50 м) асимметричными куэстовыми грядами и микро- и макроступенчатостью на склонах.

Низкогорный денудационно-эрозионный слабо расчлененный рельеф неоген-четвертичного возраста, сформировавшийся в области относительно слабых поднятий, развит только в центральной части территории, в бассейне р.Суры и низовьев р.Кун-Маньё. Расчленение этого рельефа слабое. Абсолютные отметки не превышают 1200 м. Относительные превышения едва достигают 300 м. Долины рек широкие заболоченные с пологими склонами. Нижние части склонов являются склонами солифлюкционного накопления. Водораздельные поверхности широкие, пологовыпуклые. Почти на всех водоразделах между р.Укианом и р.Сурой сохранились палеогеновые поверхности выравнивания в виде небольших широких площадок длиной до 3 км при ширине до 1 км. Наличие реликтов древней поверхности выравнивания на абсолютных отметках порядка 1200 м свидетельствует о более слабом проявлении тектонических поднятий в пределах данного участка, по сравнению со смежными блоками. При этом, на юге данный участок относительно слабых поднятий резко (по разлому) граничит с районом более интенсивных поднятий, а на севере переход между участками с различной интенсивностью тектонических поднятий является плавным и не совпадает ни с одним из тектонических элементов древнего структурного плана.

Ледниково-аккумулятивный рельеф широко распространен на юго-востоке района и в меньшей степени в его восточной части. Различаются два подтипа: холмисто-западинный моренный и грядово-холмистый водно-ледниковый рельеф.

Моренный рельеф последнего верхнечетвертичного оледенения развит по днам троговых долин рек Кун-Маньё, Бургалиндя, Саргач, Широкая, Хонкта, Саргали и др. Это пологоволнистые поверхности, наблюдающиеся вдоль бортов долин, иногда поросшие лесом и заболоченные. Бугры между западинами имеют высоту в 5-6 м; в некоторых западинах располагаются озера. На дне троговых долин хорошо сохранились конечные и боковые морены. Особенно хорошо сохранились боковые морены, протягивающиеся вдоль бортов трогов. Конечная морена в долине Кун-Маньё выше устья руч.Аргаски дости-

гает высоты в 90 м над дном долины.

Водно-ледниковый рельеф наблюдался в нижнем течении Бургаленки. Здесь в большой котловине отчетливо прослеживаются озны длиной 1-1,5 км; при высоте 10-15 м ширина их достигает 40-75 м. Эта котловина сильно заболочена и залесена.

Эрозивно-аккумулятивный рельеф развит по долинам рек и представлен поймой и четырьмя надпойменными террасами.

Наиболее хорошо он развит в долине р.Бол.Тыркана. Здесь выделяются четыре уровня надпойменных террас.

IУ надпойменная терраса сохранилась только на небольшом участке, на правом берегу Бол.Тыркана, в 3 км ниже устья р.Нижн.Тавитчак. Высота террасы до 125 м. Поверхность ее перекрыта солифлюкционными отложениями.

III надпойменная терраса сохранилась в виде отдельных разобщенных останцов в долине р.Удмы. Высота террасы 50-65 м. Поверхность ее неровная. Уступ выражен плохо.

II терраса распространена несколько шире. Она наблюдается по обоим бортам долины Бол.Тыркана (от устья Уанды и ниже), в долине Мал.Тыркана. В южной части района II терраса сохранилась только на левом борту р.Кун-Маньё напротив устья Укикана. Высота террасы 15-25 м. Поверхность террасы неровная, бугристая, участками заболоченная. Ширина ее колеблется от 50 до 500-600 м, местами достигая 1 км. Бровка террасы хорошо выражена.

Наибольшее распространение имеет I терраса. В северной части она наблюдается в долинах почти всех рек, а в южной - только на левобережье Кун-Маньё против устья Укикана. Высота террасы над урезом воды 7-12 м, поверхность террасы очень ровная, сильно заболоченная, слабо повышается к тыловому шву.

Пойма делится на низкую высотой до 3 м и высокую - до 5 м. Низкая пойма заболочена, изобилует старицами, протоками. Часто встречаются прирусловые валы. Высокая пойма более ровная и менее заболоченная.

Начало формирования современного рельефа относится к мезозою. В это время Кун-Маньёнская депрессия, по-видимому, представляла собой озерный бассейн, окруженный невысокими слабо расчлененными горами. Климат был умеренно теплым и влажным.

К концу мелового периода произошло общее поднятие района, в результате которого осадконакопление в Кун-Маньёнской депрессии прекратилось. Одновременно повсеместно усилились процессы денудации.

К концу третичного периода рельеф этой территории был значительно снивелирован. К этому же времени была выработана гидросеть района, заложившаяся по зонам разломов.

В начале четвертичного периода в бассейне Тыркана, области более стабильной относительно бассейна р.Кун-Маньё, происходило формирование IV надпойменной террасы. В это время в бассейне р.Кун-Маньё преобладали процессы эрозии и выноса.

В среднечетвертичное время район был охвачен оледенением, характер и размеры которого определить невозможно ввиду незначительности имеющихся материалов.

В начале верхнечетвертичного времени район был охвачен вторым оледенением. Центры этого оледенения находились на юго-востоке и на востоке за пределами района. Оледенение имело горнодолинный характер. Снеговая линия располагалась на абсолютных отметках 1550-1600 м.

В конце верхнечетвертичного времени площадь оледенения сократилась. Формируется уровень I террасы.

В настоящее время формируется пойма. Широко развиты процессы солификации, морозного выветривания, интенсивной эрозии.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах территории листа N-53-I располагается несколько небольших рудопроявлений редких земель и имеются неограниченные запасы различных строительных материалов. В связи со слабой экономической освоенностью района месторождения не эксплуатируются и рудопроявления не разведываются. В результате равномерного шлихового и металлотрического опробования рыхлых отложений выявлено несколько шлиховых и металлотрических ореолов редких и цветных металлов.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Титан

По данным спектрального анализа донных проб титан равномерно распространен в рыхлых отложениях района в количестве 1%. Содержания больше 1% установлены по ключам, берущим начало на склонах Ушканского хребта и впадающим в Кун-Маньё, а также в

левых притоках р.Ужикан.

Минералы титана (ильменит, сфен и рутил) широко распространены в аллювиальных отложениях, но коренные проявления титановой минерализации неизвестны. Ильменит встречается повсеместно в количествах десятков и первых сотен г/м³, а в ключах, протекающих в поле распространения габброидов, — 500–3000 г/м³.

Более высокие концентрации ильменита известны в пределах четырех шлиховых ореолов (18, 24, 26, 27). Наиболее крупными ореолами являются два первых. Содержание ильменита в шлихах здесь колеблется от 3 до 4,5 кг/м³. По Бургаденке (26) такие высокие содержания отмечаются на протяжении 6 км, а по соседнему с ней ключу (24) — на 12 км. Верховья и средние течения обоих ключей располагаются в поле развития габброидов раннепротерозойского возраста. Ореол (27) протяженностью 5 км располагается по ключу, текущему под склонами высоты 1618,0. Содержания ильменита в шлихах здесь колеблются от 3 до 4 кг/м³. Ключ протекает в поле развития архейских парапород, среди которых располагаются послонные тела раннепротерозойских габброидов. Основным источником сноса ильменита во всех трех участках являются габброиды. В штучной пробе габбро-амфиболита содержание ильменита достигает 2,75 кг/т. Ореол (18) на Суре прослежен по реке на 1,5 км. Содержание ильменита в шлихах здесь составляет 1,5–3 кг/м³. Повышенные концентрации здесь могут быть связаны с разрывом габбро-перидотитов архейского возраста.

Из анализа минералогических ассоциаций древних аллювиальных отложений следует, что ильменит, присутствующий в отложениях всех надпойменных террас, накапливался неравномерно. В каждом цикле эрозии наблюдается увеличение содержания полезного минерала от 150 г/м³ в основании террас до 350–450 г/м³ в верхней части разреза. Характерно, что в четвертичных отложениях Кун-Маньё содержания ильменита выше, чем в отложениях Суры, что подчеркивает генетическую связь ильменита с габброидами протерозойского возраста.

Известные в районе проявления титановой минерализации из-за незначительных масштабов и низких содержаний титана не могут представлять промышленного интереса. Возможность выявления промышленных месторождений титана представляется маловероятной, так как петрологические особенности титаноносных габброидов (равномерное распределение и относительная бедность минералами титана, апатитом, отсутствие сидеронитовых структур и др.) указывают на их бесперспективность.

Хром

В среднем течении р.Кун-Маньё располагается два металлометрических ореола хрома (28, 29), где во всех пробах содержание его составляет 0,1% при местном геологическом фоне — 0,03%. Оба ореола пространственно приурочены к области распространения протерозойских габброидов. По данным спектрального анализа, в раннепротерозойских пироксенитах содержится 0,6% хрома.

Отсутствие в пределах изученной площади массивов ультраосновных пород, только с которыми могли быть связаны промышленные концентрации хромитовых руд, исключает возможность положительной оценки перспектив района на хром.

Цветные металлы

Медь

Халькопирит и малахит обнаружены в знаках совместно с молибденитом в трех штучных пробах из катаклазированных гранитоидов мезозойского возраста и раннепротерозойских габбро-амфиболитов в Бургадендинской зоне разломов.

В рыхлых отложениях минералы меди не обнаружены. Металлометрический ореол рассеяния (32) с содержанием меди в 0,01% располагается на Бургаденке. Пространственно он приурочен к Бургадендинской зоне разломов, вдоль которой наблюдаются пиритизация и окварцевание катаклазированных пород.

Несмотря на отсутствие в районе рудопроявлений меди и ее минералов в шлихах, перспективы на медь нельзя оценивать отрицательно, поскольку восточнее в бассейне Чалбука (Шпак, 1963 г.) в аналогичной геологической обстановке известны коренные рудопроявления этого металла. На р.Чалбук медно-молибденовая минерализация приурочена к зонам разломов субмеридионального простирания, располагающимися среди габброидов.

Свинец

По результатам металлометрического опробования геохимический фон свинца для района равен 0,001%. Повышенные содержания свинца отмечены в аллювии водотоков, протекающих по участкам, сложенным мезозойскими гранитоидами, а также вблизи зон разломов. Так, в верховьях р.Бургаденди, где прослеживается Бургадендинская зона разломов и известны мелкие тела мезозойских гранитоидов, располагается небольшой металлометрический ореол свинца (35) с содержанием свинца 0,01%. В верховьях р.Су-

250

ры, где проходит крупный разлом северо-западного простирания, в отдельных штучных пробах гранитов того же возраста отмечается содержание свинца в 0,01%.

Из минералов свинца в шлихах встречены самородный свинец, галенит и вульфенит. В верховьях р.Бургалиндя в отдельных разобщенных шлихах оба минерала содержатся в знаках. В трех шлихах из верховьев р.Этматы, где породы сильно перетерты и катаклазированы, обнаружен самородный свинец, причем в одном шлихе его содержание равно 28 знакам. Самородный свинец образует мелкие вытянутые зерна размером от 0,5 до 2 мм.

Таким образом, четко намечается приуроченность свинцовой минерализации к зонам разломов и области проявления мезозойского магматизма.

Отсутствие зон интенсивной гидротермальной переработки пород в сочетании с тем, что минералы свинца встречаются в шлиховых пробах лишь спорадически не позволяет положительно оценивать перспективы района на свинец.

Цинк

В подавляющем большинстве донных проб цинк содержится в количестве 0,01%. В низовьях р.Ушкан и в верховьях р.Этматы (в обоих случаях в непосредственной близости к тектонически ослабленным зонам) в отдельных пробах отмечается содержание цинка в 0,03%.

Из минералов цинка известен сфалерит, встреченный в одном шлихе по кл.Чалбук в редких знаках в ассоциации с галенитом.

В связи с тем, что в пределах площади листа отсутствуют крупные зоны интенсивно гидротермально измененных пород, а также скарны, перспективы района на цинк оцениваются отрицательно.

Никель

В пределах района известно три (25, 34, 36) металлометрических ореола никеля с содержанием 0,01%, при фоновом содержании его 0,001%. Ореолы приурочены к полю развития раннепротерозойских габбро, в которых никель, вероятно, содержится как изоморфная примесь в пироксенах и рудных минералах.

Отсутствие в районе прямых данных о наличии никелевой минерализации и дифференцированных интрузий габбро-норитов, наиболее перспективных на никель, не дает оснований для высокой положительной оценки перспектив района. Тем не менее, возмож-

ность нахождения здесь никеленосных пород типа кортландитов, известных на соседних с запада площадях, не позволяет исключать вероятность нахождения здесь проявлений никеля в пределах площади развития раннепротерозойских габброидов.

Благородные металлы

Золото

Золото обнаружено в четырнадцати шлихах в знаках и редких знаках. Среди поля развития архейских парапород золото встречается в двух шлихах – в нижнем течении р.Каманди и в верховьях Нижн.Тавитчака. Практического значения эти находки, по-видимому, не имеют, так как золотоносность метаморфических образований описываемого и прилегающих к нему районов ничтожна. Кварцевые жилы здесь встречаются очень редко и, как правило, безрудны.

Зон пиритизации здесь не обнаружено. Другие известные находки золота в шлихах (Чалбук, Салга, Бургалиндя, Аргаска, Кэлла и Магнекан) приурочены к участку проявления протерозойского метаморфизма и диафтореза и мезозойского магматизма, где крупные разломы сопровождаются окварцеванием, мусковитизацией и пиритизацией. В нижнем течении р.Бургалиндя и р.Аргаски редкие знаки золота встречены в пяти шлихах в пределах небольшого шлихового ореола (31) в виде неокатанных зерен размером от 0,01-0,22 мм до 1 мм. Можно предполагать, основываясь на пространственной приуроченности ореола рассеяния золота к гидротермально измененным породам Бургалиндинской зоны разломов, что именно эти породы являются источниками сноса золота.

По данным, полученным в районах, расположенных восточнее описываемого (Ставцев, 1963 г.), зоны пиритизации, генетически связанные с джугджурскими гранитоидами, являются золотоносными. В непосредственной близости от западной границы района в сходной геологической обстановке известно золоторудное месторождение Колчеданный Утес. Эти данные позволяют положительно оценивать перспективы южной и юго-восточной частей района в отношении коренного золота, но не дают возможности так же оценивать большую, северную часть территории.

Редкие металлы

Вольфрам

Редкие знаки шеелита обнаружены практически во всех водотоках бассейна р. Бол.Тырман и верхнего течения р. Суры. Вероятным источником сноса шеелита являются архейские граниты, инфицирующие породы сутамской и, в меньшей степени, худурканской свит. Поскольку шеелит несомненно является аксессуарным минералом гранитов, возможность нахождения сколько-нибудь значительных концентраций вольфрама в районе представляется невероятной.

Молибден

Из минералов молибдена в шлихах встречены молибденит и вульфенит. В районе известно два шлиховых ореола молибденита (33, 21). В верховьях Бургалиндя (33) в семи (из 11) шлихах отмечены знаки молибденита. Совместно с ним в двух шлихах обнаружен вульфенит. Бассейн Бургалиндя сложен протерозойскими габброидами и диафторированными гнейсами, в которых вдоль зон крупных разломов наблюдаются проявления гидротермальной переработки (пиретизация, мусковитизация, окварцевание) и располагаются мелкие тела мезозойских гранитоидов. Другой ореол рассеяния молибденита в шлихах располагается в верховьях р. Бирандя (21). Здесь же располагается более широкий металлометрический ореол рассеяния молибдена (20) с содержанием 0,001%, при фоновом содержании - 0,0001%. Пространственно эти ореолы приурочены к участку, сложенному раннепротерозойскими гранодиоритами. В штучной пробе биотит-амфиболового гранодиорита обнаружено 80 знаков молибденита. Отдельные шлихи, содержащие знаки и редкие знаки молибденита, отмечались также в верховьях Магнечкана и Кагканди, где широким распространением пользуются гранодиориты мезозойского возраста.

Эти данные указывают на то, что и мезозойские и протерозойские гранитоиды являются молибденоносными. Следовательно, в зонах гидротермального изменения, генетически связанных с этими гранитоидами, можно ожидать образования значительных концентраций молибдена и, таким образом, положительно оценивать перспективы района на молибден.

Цирконий

Из минералов, содержащих цирконий, в шлиховых и штучных

пробах отмечен циркон и в единичных случаях - циртолит.

Циркон присутствует в знаках и чаще в количестве нескольких г/м³ практически во всех шлихах и штучных пробах всех пород района. Наиболее значительные концентрации этого минерала (от 40 до 100 г/м³) содержатся в рыхлых отложениях южного притока р. Кун-Маньё, устье которого находится в 2 км к западу от устья р. Бургаленжи. Верховья ключа располагаются в поле развития мигматизированных биотит-гранатовых гнейсов сутамской свиты, содержание циркона в которых достигает 240 г/т. Содержания до 40 г/м³ отмечены в шлихах из верховьев правых притоков р. Биранди, входящих в нее выше устья Суркана, а также в правых притоках Укикана. Источником сноса циркона здесь, по-видимому, являются раннепротерозойские гранитоиды, содержащие до 50 г/т этого минерала. К югу от хр. Джугджур весовые содержания циркона отмечаются в отдельных разобщенных шлихах по всей территории. В качестве аксессуарного минерала циркон содержится во всех горных породах района.

Циртолит образует два небольших ореола на севере района. В пределах ореола (6) циртолит содержится в большинстве (23 из 26) шлихов в единичных знаках и знаках. В верховьях Амнундыкана, на котором располагается ореол, парапороды интенсивно мигматизированы. В инъекционном материале содержание циртолита достигает 200 г/т. Совместно с ним обычно присутствует монацит (до 600 г/т). В пределах другого ореола (8) циртолит содержится в знаках и редких знаках во всех 10 шлихах. Источником сноса также являются мигматизированные парапороды сутамской свиты.

Отсутствие в районе щелочных пород, древних прибрежно-морских отложений, в которых могли бы концентрироваться циркон и циртолит, ограниченные размеры речных россыпей позволяют сделать вывод о бесперспективности района в отношении циркония.

Ниобий

Из минералов ниобия в районе известны пироксид и поликраз. Редкие знаки пироксидов установлены в штучной пробе мелкозернистого гранита джугджурского комплекса. Поскольку находка пироксидов в мезозойских гранитоидах является единичной, несомненным представляется тот факт, что пироксид является в них очень редким аксессуарным минералом.

Кроме того, повышенные содержания (до 360 г/т) пироксидов установлены в фельдшпатизированных гранодиоритах раннепротерозойского возраста.

войского возраста, в ассоциации с фергусонитом (до 48 г/т) и другими редкоземельными минералами. Это проявление (22) описано в разделе "редкие земли".

Знаки поликраз отмечены в двух шлихах в разных участках района (кл. Чалбук и руч. Отодек). Источником сноса этого минерала также, вероятно, являются гранитоиды джугджурского комплекса, в которых поликраз присутствует в качестве редкого акцессорного минерала.

Возможность выявления значительных концентраций ниобия в мезозойских гранитоидах, безусловно, должна быть оценена отрицательно. Некоторый интерес с точки зрения поисков проявлений ниобия могут представлять только зоны фельдшпатизации раннепротерозойских гранитоидов, в которых ниобиевая минерализация сопровождается редкоземельную, являющуюся ведущей.

Редкие земли

На территории листа N-53-I известно несколько коренных рудопроявлений редких земель трех различных генетических типов. Все рудопроявления располагаются в северной части района.

Рудопроявления редких земель в метасоматически измененных раннепротерозойских гранитоидах. В верховьях р. Биранди располагается рудопроявление (22) редких земель, приуроченное к гранитоидам раннепротерозойского возраста. Площадь рудопроявления (2x0,3 км²). Оно приурочено к выходу серых и буровато-серых крупнозернистых, иногда гигантозернистых порфировидных степеней и гранодиоритов, которые представляют собой в различной степени фельдшпатизированные породы первично диоритового либо гранодиоритового состава. По простиранию зона фельдшпатизации продолжается вниз по склонам в обе стороны, но не прослежена из-за значительной мощности наносов. Граниты и гранодиориты равномерно флюоритизированы. По данным минералогического анализа четырех штучных проб, в этих породах содержится пироксен - до 360 г/т, фергусонит - до 48 г/т, монацит - до 30 г/т, ортит - до 140-180 г/т. По данным химического анализа двух проб, в этих породах содержится

$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ - 0,14-0,28%, ThO_2 - 0,14-0,16%,

По данным спектрального анализа 20 проб, в рудоносных породах содержится Y - 0,01%, La - 0,01-0,03% и Ce - 0,1-0,03%.

Малые масштабы рудопроявления не позволяют положительно оценивать его промышленное значение.

Рудопроявления редких земель в архейских гранитах.

У д ю м к а н с к о е (5) р у д о п р о я в л е н и е располагается в междуречье р. Удмукан и р. Удма. Здесь, на юго-западном крыле Удмуканской синклинали в гнейсах сутамской свиты располагается согласное тело крупнозернистых биотитовых гранитов архейского возраста. Мощность тела 10 м. Оно прослеживается на 25 м в северо-западном направлении и затем выклинивается, сменяясь по простиранию интенсивно мигматизированными гнейсами. Граниты Удмуканского рудопроявления - белые пегматоидного облика породы со значительным содержанием мигматизированного биотита. Биотит образует широкообразные или мелкогнездовые скопления, диаметр колеблется от 3 до 15 см.

Породы с повышенными количествами биотита содержат по данным минералогического анализа 600 г/т монацита и 240 г/т циркона. Там, где содержание биотита в гранитах незначительно, содержание монацита снижается до 3 г/т, а циркона - до знаков. В штучной пробе химическим анализом установлено содержание $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ - 1%. Помимо этих элементов, спектральным анализом в пробе того же гранита установлено присутствие церия - 0,3%, лантана - 0,03%, иттрия - 0,03%. На другом участке в гранитах в штучной пробе отмечается монацит в количестве всего 3 г/т, а содержание суммы редких земель по данным химического анализа - 0,06%. Спектральным анализом в той же пробе установлено наличие 0,01% лантана.

Н и ж н е к а г к а н с к о е р у д о п р о я в л е н и е (13) располагается на водоразделе рек Нижний Кагкан и Бол. Тыркан. Площадь рудопроявления равна 1,2 км². Нижнекагканское рудопроявление приурочено к юго-западному крылу Тыркан-Тавитчакской антиклинали, сложенной биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами сутамской свиты. Гнейсы интенсивно мигматизированы и пронизаны пластовыми телами белых крупнозернистых гранитов, аналогичных гранитам Удмуканского рудопроявления. Редкометаллическая минерализация обнаружена на двух участках рудопроявления: северном и южном. На северном участке на площади 10x3 м² обнажаются биотитовые граниты, которые, по данным минералогического анализа штучных проб, содержат до 4 г/т монацита и до 40 г/т циркона. Спектральным анализом точечных проб гранитов установлено присутствие лантана - 0,01%. Химический анализ показывает присутствие суммы редких земель - 0,07%. На южном участке на площади в 20x2 м² также обнажаются граниты, содержащие монацит в количестве 4 г/т (по данным минералогического анализа штучных проб). Спектральный анализ точечных проб указывает на

присутствие церия и лантана в количестве 0,03%. Содержание суммы редких земель, по данным химического анализа штучной пробы равно 0,03%. На остальной площади проявления развиты послойные гранитные жилы того же состава.

Количество гранитного материала в мигматитах составляет 20–30% и более. Гранитный материал распределен весьма неравномерно: на отдельных участках вмещающий субстрат почти нацело отсутствует и переработан гранитами. Однако в 10 м от такого участка гранитные жилы уменьшаются в мощности, ветвятся и выклиниваются или образуют тонкую инъекционную сеть.

Верхнекагканское рудопроявление (16) находится на водоразделе хр. Джугджур в верховьях Кагкана. Оно располагается среди биотит-гранатовых гнейсов сутамской свиты. Крупнозернистые биотитовые граниты образуют маломощные инъекции в паропородах и обнажаются на площади 50x25 м². По данным минералогического анализа штучных проб, рудными минералами являются монацит (600 г/т) и цирколит (200 г/т). Спектральным анализом точечных проб гранитов установлено присутствие лантана (0,03%), иттербия (0,01%) и иттрия (0,03%). Согласно химическому анализу штучной пробы в гранитах содержится 0,03% суммы редких земель.

Верхнеуандинское рудопроявление (9) располагается в верховьях р. Уанды на площади в 600 м². Оруденение приурочено к пегматоидным биотитовым гранитам архейского возраста, залегающим согласно среди интенсивно мигматизированных паропород. Граниты, содержащие скопления крупночешуйчатого биотита распределены неравномерно на участках площадью в первые м². По данным минералогического анализа штучных проб, рудным минералом гранитов является монацит, содержание которого равно 40 г/т. Кроме того, содержится циркон в количестве 5 г/т. Спектральным анализом точечных проб установлено присутствие церия – 0,1% и лантана – 0,03%, а химическим – сумма редких земель в количестве 0,3%.

Рудопроявления редких земель в катаклазированных и гидротермально измененных архейских породах. Тюрканское рудопроявление (7) редкоземельных элементов гидротермального генезиса располагается на левом берегу р. Бол. Тюркан. Оно приурочено к зоне трещиноватости вблизи крупного разлома северо-западного простирания, осложняющего Тюркан-Тавитчакскую антиклиналь. Рудовмещающими породами являются биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы сутам-

ской свиты, прорванные дайками диабазов палеозойского возраста северо-западного (315–320°) простирания. Мощность даек от 1–2 до 10–15 м. В зоне разлома мощностью 50 м гнейсы и диабазы превращены в темные зеленовато-серые, плотные, полосчатые породы. Породы сильно трещиноваты. По плоскости трещин развиваются агрегаты хлорита и эпидота и мелкочешуйчатые примазки углистого вещества. Вдоль трещин наблюдается также окварцевание и карбонатизация пород. Редкие пустоты в породах (диаметром до 1 см) выполнены мелкими кристаллами (до 1,5 мм) горного хрусталя. Полевые шпаты гнейсов полностью замещены агрегатами серицита и карбоната, а биотит – хлоритом.

По данным минералогического анализа штучных проб, монацит и цирколит содержатся в этих породах в знаковых количествах, по данным химического анализа, сумма редких земель равна 0,02%. Спектральным анализом в точечных пробах установлено присутствие иттрия 0,003% и иттербия – 0,001%.

Гидротермально измененные породы прослеживаются на протяжении 70 м. Возраст оруденения может быть условно определен как послепалеозойский, поскольку палеозойские диабазы подвергаются гидротермальной минерализации в зонах дробления.

В рыхлых отложениях района из редкоземельных минералов встречаются монацит, ортит, но значительных концентраций они не образуют. Источником сноса монацита являются архейские граниты и мигматизированные сланцы сутамской свиты. Этим обусловлена четкая приуроченность монацита к рыхлым отложениям тех водотоков, которые протекают в поле распространения толщи биотит-гранатовых гнейсов. В большинстве шлихов содержание монацита колеблется от 0,7 до 4 г/м³. Более высокие концентрации встречаются в пределах трех ореолов рассеяния. Наиболее крупный ореол (17) располагается в верховьях р. Саргали. Восточная его часть находится за пределами района. Здесь в 15 шлихах из 18 содержание монацита колеблется от 5 до 16 г/м³ при среднем содержании 6,5 г/м³. Другой ореол располагается в низовьях Кагкана (12). В пределах ореола располагается Нижнекагканское рудопроявление. Содержание монацита в большинстве шлихов здесь составляет 6 г/м³, в единичных шлихах поднимаясь до 12 г/м³. Третий ореол располагается в верховьях р. Кагкан (15). Он генетически связан с Верхнекагканским рудопроявлением, которое находится внутри ореола. Содержание монацита в 80% шлихов в пределах ореола колеблется от 16 до 38 г/м³, в среднем составляет 20 г/м³.

Ортит обнаружен в аллювиальных отложениях водотоков, кото-

рые протекают в поле развития мезозойских гранитоидов, в которых он содержится в качестве акцессорного минерала. Содержание минерала в шлихах не превышает знаковых количеств. В штучной пробе мезозойского гранита содержание ортита оказалось равным 170 г/т. В редких кварцевых жилках в эндоконтактовой зоне гранитоидов он образует редко встречающиеся крупные (до 2 см) кристаллы.

Все редкоземельные элементы в рыхлых отложениях водотоков района присутствуют в кларковых количествах за исключением иттрия.

Местный геохимический фон иттрия равен 0,003%. Более высокие его содержания (0,006-0,01%) отмечены в отдельных металлометрических пробах из водотоков восточной части района и в большинстве проб водотоков западной части района. В пределах трех небольших ореолов (2, 10 и 11) содержание иттрия увеличивается до 0,03%. Верховья рек, к которым приурочены ореолы, располагаются в поле развития архейских гранитоидов возможно являющихся источником сноса иттрия.

Все известные на территории района рудопроявления редких земель небольшие по масштабу и характеризуются невысоким содержанием полезных компонентов. Наиболее перспективны в отношении возможности обнаружения значительных концентраций редких земель зоны фельдшпатизации раннепротерозойских гранитоидов в междуречье Бол.Тыркана и Кун-Маньё. Также перспективны на редкие земли зоны гидротермально измененных архейских пород левобережья р.Бол.Тыркан. Значительные размеры этих зон, недостаточная обследованность их и указания на находки перспективных проявлений редких земель в зонах аналогичного типа на соседних территориях (Филиппов, 1960ф), позволяют считать возможным выявление месторождений редких земель и на описываемой площади. Рудопроявления редких земель, генетически связанные с архейскими пегматоидными гранитами, представляются неперспективными в отношении возможности нахождения крупных концентраций редких земель. Также отрицательно оцениваются перспективы района на россыпные месторождения редкоземельных минералов, в связи с малой мощностью и незначительным распространением рыхлых аллювиальных отложений.

Ртуть

В одном шлихе из верховьев р.Бургаланжи обнаружен один знак киновари. Вероятным источником сноса этого минерала являются-

ся гидротермально измененные пиритизированные габброиды и кристаллические сланцы. Подобная вмещающая среда малоблагоприятна для рудоотложения киновари, что дает возможность дать отрицательную оценку перспектив района в отношении ртути.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Для применения в качестве строительных материалов пригодны многие породы района. Наибольший практический интерес представляют кислые изверженные породы (гранодиориты), галька и гравий, песок строительный.

Изверженные породы

Гранодиориты

На востоке района, на правобережье р.Кун-Маньё располагается крупный массив гранитоидов. Площадь массива составляет около 320 км². При учете средних превышений и рельефа на этом участке (0,4 км) гранитоиды имеют объем около 128 км³. Породы обладают ясной матрацевидной отдельностью, массивны и слабо трещиноваты. Преобладают светло-серые равномернозернистые разности со структурой типа симплекс. Цветное число меняется от 8 до 15. Пирит, как правило, отсутствует. Временное сопротивление сжатию колеблется от 1200 до 1800 кг/см².

Мезозойские гранитоиды пригодны для изготовления брусчатки, штучного камня и щебня. Резко расчлененный рельеф позволяет вести открытую добычу камня. Наиболее благоприятным для разработки является участок на северном склоне долины р.Кун-Маньё (23), где гранитоиды образуют скальный уступ высотой до 10 м, протягивающийся на 30 м.

Обломочные породы

Галька и гравий

Залежи гальки и гравия известны в отложениях поймы и надпойменных террас крупных рек района (1, 14, 19, 30). Размеры обломочного материала аллювиальных отложений колеблются в пределах от 5 до 100 м. Иногда встречаются валуны диаметром до 200-250 мм. Наиболее широко распространены обломки размером 50 мм. В месторождениях, расположенных на р.Мал.Тыркан (1) и на р.Бол.Тыркан,

в устье р.Солоди (14) преобладает галька биотит-амфиболовых гранитов и биотит-гранатовых гнейсов. В месторождениях р.Кун-Маньё (19 и 30) преобладают мелко- и среднезернистые биотитовые граниты и гранодиориты, амфиболиты и габбро-амфиболиты.

Галечный и гравийный материал пригоден для использования в качестве бутового камня, щебня и балластного материала при строительстве дорог. Все указанные месторождения расположены на крупных реках с широкими долинами, что облегчит проведение к ним дорог.

Песок строительный

Месторождения строительного песка, представленные песками с небольшой примесью гальки валунов, приурочены к отложениям II и IV надпойменных террас р.Бол.Тырган. Наибольшего внимания заслуживает месторождение, расположенное в нижнем течении р.Нижний Тавитчак (6), где мощность песчаных отложений II надпойменной террасы равна 15 м. Другое месторождение песка располагается на правом берегу р.Бол.Тырган (3). Оба месторождения относятся к аллювиальному типу. Петрографический состав песков: кварц - 30-60%, полевые шпаты - 15-45%, биотит - 5%, амфибол и пироксен - 5%, гранат - 10-15%, рудные минералы - 4-8%. Модуль крупности песка колеблется от 2 до 3,5. Полный остаток на сите с сеткой № 063 - 40-50%. Таким образом, по крупности пески обоих месторождений относятся к группам средних и крупных песков. Содержание глинистого и суглинистого материала достигает 10-15%, что делает пески не пригодными для использования в стекольной промышленности. Песок может быть использован при строительстве дорог и в качестве балластного материала.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЙОНА В ОТНОШЕНИИ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Перспективы района в отношении строительных материалов весьма благоприятны вследствие широкого развития интрузивных пород, гравийно-галечных и, в меньшей степени, песчаных отложений.

Общие перспективы района оцениваются положительно, как указывалось выше, на медно-молибденовую, золоторудную, редкоземельную и сопутствующую ей ниобиевую, а также, возможно, никелевую минерализацию.

Участок, перспективный для поисков проявлений медно-молибденовой и золоторудной минерализации, располагается в бассейне р.Бургалиндя. Здесь возможно выявление гидротермальных кварцево-сульфидных месторождений, приуроченных к Бургалиндинской зоне разломов. Этот участок может быть рекомендован для проведения геологопоисковых работ масштаба 1:50000.

К этому участку примыкает площадь Кун-Маньенского массива габброидов, возможно, перспективного на никелевую минерализацию, связанную с ультраосновными породами типа кортландитов. Последние не известны на площади листа, но вероятность нахождения их не может быть исключена.

Площадь, перспективная на редкие земли, располагается в центральной и северо-западной части района (левобережье р.Бол. Тырган - Кун-Маньё). Поиски промышленных концентраций редких земель должны быть ориентированы на выявление месторождений гидротермально-метасоматического генезиса в раннепротерозойских гранитоидах, а также метаморфических породах архея. Эта площадь рекомендуется для постановки геологопоисковых работ масштаба 1:50 000.

Проявления ниобиевой минерализации можно ожидать только в зонах фельдшпатизации, перспективных для поисков редких земель. Представляется маловероятным, что ниобиевая минерализация будет иметь самостоятельное значение, однако ниобий может явиться важным второстепенным компонентом в редкоземельных рудах.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Специальных гидрогеологических исследований на территории листа N-53-I не проводилось, поэтому о режиме подземных вод на описываемой территории можно судить лишь по тем немногим выходам источников подземных вод, которые наблюдались при проведении геологической съемки.

Отрицательная среднегодовая температура воздуха и незначительный снеговой покров создают благоприятные условия для широкого развития многолетней мерзлоты, которая имеет здесь сплошное распространение. В связи с этим подземные воды района делятся на две взаимно связанных типа - надмерзлотные и подмерзлотные. При этом, естественно, наиболее изученными являются надмерзлотные воды. О подмерзлотных водах имеются лишь сведения самого общего порядка.

Надмерзлотные воды приурочены к деятельному слою, мощ-

ность которого меняется в зависимости от характера растительности и экспозиции склонов от 0,2-0,3 до 3-6 м. Водоупором для них служит вечная мерзлота, либо ложе коренных пород. Эти воды характеризуются чередованием твердой и жидкой фаз по временам года, непостоянным дебитом, резко увеличивающимся после обильных дождей, богатством органическими соединениями и кислородом. Питание надмерзлотных вод осуществляется преимущественно за счет атмосферных осадков и поверхностных водотоков, а также за счет поступающих с глубин трещинных вод. Надмерзлотные воды не имеют напора.

По характеру циркуляции в составе надмерзлотных вод ведущую роль играют фильтрационные воды рыхлых четвертичных отложений.

Фильтрационные воды в зависимости от типа водоносных пород делятся на воды аллювиальных, солифлюкционных, элювиальных и ледниковых отложений.

Наибольшее значение и наибольший дебит имеют воды аллювиальных отложений, приуроченные к хорошо фильтрующимся пескам, галечникам и валунникам русла, поймы, а также низких надпойменных террас, и тесно связанные с поверхностными водотоками. Воды аллювиальных отложений чистые, прозрачные, слабо минерализованные (от 50 до 200 мг/л) карбонатно-сульфатно-кальциево-натриевые, без запаха, приятные на вкус, имеют температуру (+3°) - (+10°C). Вполне могут быть использованы для целей водоснабжения в летнее время.

Воды солифлюкционных и элювиальных отложений также имеют широкое распространение. Местами наблюдается интенсивное заболачивание пологих склонов и водораздельных пространств, что связано с неглубоким залеганием на этих участках водонепроницаемого слоя многолетней мерзлоты и недостаточно интенсивным стоком. В основании таких заболоченных склонов отмечаются многочисленные выходы грунтовых вод. Дебит источников рассматриваемых вод равен 1-5 л/сек и крайне непостоянен. Вода пресная, без запаха, но часто мутная, иногда с неприятным кисловатым привкусом. Для целей водоснабжения эти воды не могут быть использованы.

Источники вод ледниковых отложений также обладают значительными дебитами. Присутствие в ледниковых отложениях отдельных водоупорных линз глинистых пород обуславливает появление в них иногда нескольких водоносных линз и пропластков. Воды ледниковых отложений по своим физико-химическим свойствам близки к водам аллювиальных отложений и в летнее время вполне могут

быть использованы для целей водоснабжения. Поскольку ледниковые отложения в пределах описываемого района имеют локальное распространение, рассмотренные подземные воды имеют меньшее хозяйственное значение, нежели воды аллювиальных отложений.

Подмерзлотные воды имеют постоянный режим. Они приурочены к трещинам в коренных породах. Наиболее водообильными являются сильно трещиноватые зоны разрывных нарушений. По нарушенным зонам трещинные воды нередко выходят на поверхность, соединяясь с надмерзлотными водами. Зимой трещинные воды, выходя на поверхность, образуют огромные наледи, которые, как правило, исчезают лишь к концу лета. Такие наледи отмечаются в долинах рек Кунманьё, Бол.Тырман, Широкая, Магнекан и др.

Таким образом, для постоянного водоснабжения в пределах описываемого района могут быть использованы лишь подмерзлотные воды, обнаружение которых требует постановки специальных гидрогеологических работ.

Л И Т Е Р А Т У Р А

О п у б л и к о в а н н а я

А л ь б о в Ю.А., М о ш к и н В.Н. Основные черты мезозойского интрузивного магматизма восточной части Станового хребта. Информ.сб. № 17, ОНТИ, ВСЕГЕИ. Л., 1959.

Д р у г о в а Г.М., К л и м о в А.В., К р ы л о в а М.Д., М и х а й л о в а Д.А., С у д о в и к о в Н.Г., У ш а к о в а З.Г. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. Тр.Лаб. докембрия, вып.8, 1959.

К о р ж и н с к и й Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р.Тимптон). Тр.ЦНИГРИ, вып.86, 1936.

К о р ж и н с к и й Д.С. Очерк метасоматических процессов. Сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд.АН СССР, 1958.

К р а с н ы й Л.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Объяснительная записка, лист N-53 (Шантарские острова), ч.1. Госгеолтехиздат, 1955.

Красный Д.И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. Тр. ВСЕГЕИ, т.34. Госгеолтехиздат, 1960.

Мошкин В.Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура. Сб. ВСЕГЕИ "Докембрий восточных районов СССР", т.5. 1961.

Мошкин В.Н. Докембрий восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджура. Автор. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. Ленинград, 1962.

Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Изд. АН СССР, 1958.

Фондовая

Гамалея В.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего и среднего течения р. Кун-Маньё. Отчет по работам 1960 г. Фонды ВАГТ, 1961.

Гамалея В.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Учур. Отчет по работам 1961 г. Фонды ВАГТ, 1962.

Гиммельфарб Г.Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северной половины листа N-52-У1. Отчет по работам 1959 г. Фонды ВАГТ, 1960.

Гиммельфарб Г.Б. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-52-У1. Объяснительная записка. Фонды экспедиции № 8 ВАГТ, 1963.

Дзевановский Ю.К. Геология Алданской плиты. Диссерт. на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Фонды ВСЕГЕИ, 1950.

Казмин Ю.Б., Филипович И.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Станового хребта (бассейнов рек Утук и Туксани). Отчет по работам за 1959 г. Фонды ВАГТ, 1960.

Лосев А.Г., Самозванцев В.А. и др. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Юдомы. Отчет по работам 1958 г. Фонды ВАГТ, 1959.

Лосев А.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего и верхнего течения р. Бол. Тиркан. Отчет по работам 1959 г. Фонды ВАГТ, 1960.

Мошкин В.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Май-Половинной. Фонды ВСЕГЕИ, 1953.

Мошкин В.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Майского хребта. Ленинград. Фонды ВСЕГЕИ, 1954.

Мошкин В.Н. и др. Геологическое строение бассейна рек Май-Половинная и Удыкыи. Фонды ВСЕГЕИ, 1956.

Мошкин В.Н. Докембрийские интрузивные образования хребтов Станового и Джугджура. Фонды ВСЕГЕИ, 1959.

Мошкин В.Н., Шпак Н.С., Зленко Н.Д. Стратиграфия и интрузивные образования архей и протерозоя восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджура. Фонды ВСЕГЕИ, 1961.

Скотаренко В.В., Ремизова С.Т., Моразев В.М., Скотаренко С.Д. Геолого-геоморфологическое строение и полезные ископаемые долины р. Май (в верхнем течении). Отчет по работам за 1962 г. Фонды ВАГТ, 1963.

Соловьев А.Г., Бурьянова И.З. Отчет по геологопоисковым работам масштаба 1:500 000 в бассейнах среднего и верхнего течения рек Идм и Тиркан. Отчет по работам 1950г. Фонды ВСЕГЕИ, 1951.

Ставцев А.Д. Геологическая карта масштаба 1:200 000. Лист 0-53-XXX. Объяснительная записка. Фонды экспедиции № 2, ВАГТ, 1963.

Тархова М.А., Громов В.В. Новые данные по геологическому строению и полезным ископаемым бассейнов рек Кун-Маньё и Бол. Тиркан. Отчет по работам 1962 г. Фонды ВАГТ, 1963.

Устиев Е.К. Мезозойские и мезо-кайнозойские интрузии Охотского склона. Петрография мезозойских и мезо-кайнозойских интрузий Северо-Востока СССР, т.П, раздел 2. Магадан. Фонды СВГУ, 1952.

Филипов А.С. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Тиркан. Отчет по работам 1959 г. Фонды ВАГТ, 1960.

Херувимова Е.Г. и др. Отчет по аэромагнитным работам, проведенным в 1956 г. в восточной части Алданского щита. Москва. Фонды ВАГТ, 1957.

Шпак Н.С. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-53-П. Объяснительная записка. Фонды экспедиции № 2. ВАГТ, 1963.

СПИСОК
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
1	Гамалея Ю.Н., Амирова А.В., Скотаренко В.В.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего и среднего течения р.Кун-Маньё	1961	Фонды ВАГТ, № 1170
2	Досев А.Г. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего и верхнего течения р.Бол.Тырман	1961	Фонды ВАГТ, № 1091
3	Тархова М.А., Громов В.В.	Новые данные по геологическому строению и полезным ископаемым бассейнов рек Кун-Маньё и Бол.Тырман	1963	Фонды экспедиции № 2, ВАГТ, № 452

СПИСОК
ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-53-I КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ п/п	Индекс клет-ки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное, Р-россыпное)	№ использованного материала по списку (приложение 5)	Примечание
Гранодиориты						
23	Ш-4	Правый склон р.Сарагач, в среднем течении	Не эксплуатируется	К	1	Не разведано
Галька и гравий						
1	I-I	Река Мал.Тырман	То же	К	2	То же
14	П-3	Река Бол.Тырман, устье руч.Сололи		К	2	"
19	Ш-I	Река Кун-Маньё, ниже устья р.Сура	"	К		"
30	IY-4	Река Сарагач, вблизи устья кл.Магнекан	"	К	1	"
Песок строительный						
3	I-2	Слияние рек Бол.Тырман и Удюмы	Не эксплуатируется	К	2	Не разведано
4	I-2	Нижнее течение р.Ниж.Тавитчак	То же	К	2	То же

Приложение 3

СПИСОК
ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ
N-58-I КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки по карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение I)
I	2	3	4	5
Титан				
18	III-I	Левый склон р.Сура в приустьевой части	Шлиховый ореол. Содержание ильменита в шлихах 1,5-3 кг/м ³	I
24	IY-2	Верховье кл.Бурга-ленжа	Шлиховый ореол. Весовые - 3-4,5 кг/м ³ , содержания ильменита в 5 шлихах	I
26	IY-2	Левый приток р.Кун-Маньё, в 2 км ниже кл.Бургаденжа	Шлиховый ореол. Весовые - 3-4,5 кг/м ³ , содержания ильменита в 5 шлихах	I
27	IY-3	Правый приток р.Кун-Маньё в районе кл.Бургалиндя	Шлиховый ореол. Весовые содержания ильменита в 4 шлихах	I

1	2	3	4	5
Хром				
28	IY-3	Мелкие левые притоки р.Кун-Маньё выше кл.Бургаденжа	Литогеохимический ореол. Содержание в донных осадках хрома 0,01%	I
29	IY-3	Левые притоки р.Кун-Маньё ниже кл.Бургалиндя	Литогеохимический ореол. Содержание в донных осадках хрома 0,01%	I
Медь				
32	IY-4	Верховье р.Аргаски	Литогеохимический ореол. Содержание в донных осадках меди 0,01%	I
Свинец				
35	IY-4	Верховье кл.Бургалиндя	Литогеохимический ореол. Содержание в донных осадках свинца 0,01%	I
Никель				
25	IY-2	Район кл.Бургаденжа	Литогеохимический ореол. Содержание в донных осадках никеля 0,01%	I
34	IY-4	Правый склон кл.Бургагалекан	Литогеохимический ореол. Содержание в донных осадках никеля 0,01%	I

I	2	3	4	5
86	IY-4	Верховья кл.Салга	Литогеохимический ореол. Содержание в донных осадках никеля 0,01%	I
			Золото	
31	IY-4	Ключи Бургалиндя и Аргаски	Шлиховый ореол. Единичные знаки золота в 5 шлихах	I
			Молибден	
20	III-3	Ключ Суркан и верховья р.Бирандя	Литогеохимический ореол. Содержание молибдена в донных осадках 0,01%	I
21	III-3	Верховья правой составляющей р.Бирандя	Шлиховый ореол. Знаки и единичные знаки молибденита в 5 шлихах	I
33	IY-4	Верховья кл.Чалбук, Отодек, Аргаски, Бургалиндя	Шлиховый ореол. Знаки молибденита в 7 шлихах	I
			Цирконий	
6	I-3	Район руч.Амнундыкан	Шлиховый ореол. Единичные знаки и знаки цирколита в 23 шлихах	2
8	I-4	Ручьи центральной части хр.Чанда	Шлиховый ореол. Единичные знаки и знаки цирколита в 10 шлихах	2

I	2	3	4	5
			Редкие земли	
12	II-3	Водораздел и склоны ручьев Нижний Кагкан и Кагкан	Шлиховый ореол. Весовые содержания монацита в 8 шлихах	2
15	II-3	Верховья р.Кагкан	Шлиховый ореол. Весовые содержания в 7 шлихах монацита	2
17	II-4	В верховьях кл.Чарпина и Саргали	Шлиховый ореол. Весовые содержания монацита в 9 шлихах	I
2	I-I	Правобережье и водораздел р.Мал.Тырман	Литогеохимический ореол. Содержание в донных осадках иттрия 0,003%	I
5	I-2	Удмуканское рудопроявление. Водораздел рек Удмук и Удмукан	Белые пегматоидные граниты содержат монацит (до 600 г/т), циркон (до 240 г/т), церий (0,3%), лантан (0,01-0,08%), иттрий (0,03%), торий (0,1%)	I
7	I-3	Тырманское рудопроявление. Левый берег р.Бол.Тырман против устья кл.Амнундыкан	Гидротермально измененные по зоне разлома гнейсы и диабазы. Химическим и спектральным анализами в них обнаруживаются: ΣTh ₂ O ₃ - 0,02%, иттрий - 0,003%, иттербий - 0,001%	2

I	2	3	4	5
9	I-4	Верхнеуандинское. Верховья р.Уанды	Пластовые тела белых крупнозер- нистых гранитов содержат: монацит (до 40 г/т), цир- кон (5 г/т), ΣUO_2 (0,3%), церий (0,1%), лан- тан (0,05%)	2
10	II-I	Верховья р.Туткан	Литогеохимический ореол. Содержание в дон- ных осадках иттрия 0,01-0,03%	2
11	II-I	Верховья р.Удмукан	Литогеохимический ореол. Содержание в дон- ных осадках иттрия 0,01%	2
13	II-3	Нижнекагканское. Водораздел рек Нижний Кагкан и Бол.Тырман	Пластовые тела бе- лых крупнозерни- стых гранитов обогащены монаци- том, цирконом. Со- держание урана 0,002-0,04, ΣUO_2 -0,03- 0,07%, лантана - 0,01-0,03%, церия 0,03%	2
16	II-3	Верхнекагканское. Хр.Джугджур в вер- ховьях руч.Кагкан	Крупнозернистые биотитовые граниты обогащены монацитом 600 г/т. Содержание лантана 0,03%, ит- тербия 0,01%, иттрия 0,03%	3

I	2	3	4	5
22	III-3	Хр.Джугджур в верхо- вьях правой состав- ляющей р.Бирандя	Среди гранитов и гранодиоритов с неравномерной ак- тивностью отме- чается участок размером IxI м с активностью в 400 мкр/ч	3

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	8
Интрузивные образования.	26
Тектоника.	47
Геоморфология.	56
Полезные ископаемые.	61
Подземные воды	75
Литература	77
Приложения	80

Редактор И.С.Дудорова
Технический редактор Ц.С.Левитан
Корректор Г.И.Халтурина

Сдано в печать 15/УП 1969 г. Подписано к печати 28/Х 1969 г.
Тираж 100 экз. Формат 60x90/16 Печ.л 5,5 Заказ 250 с

Копировально-картографическое предприятие
Всесоюзного геологического фонда